

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JOAQUIM PEREIRA BENTO NETTO JÚNIOR

HIDROGRAFIA E MASSAS DE ÁGUA DA PLATAFORMA CONTINENTAL  
SUDESTE BRASILEIRA EM 26° 45' S.

JOAQUIM PEREIRA BENTO NETTO JÚNIOR

HIDROGRAFIA E MASSAS DE ÁGUA DA PLATAFORMA CONTINENTAL  
SUDESTE BRASILEIRA EM 26° 45' S.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos, Área de concentração em Dinâmica Oceânica e Costeira, Departamento de Ciências da Terra, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Sistemas Costeiros e Oceânicos.

Orientador: Prof. Dr. Maurício Almeida Noernberg

PONTAL DO PARANÁ  
2008

N476

Netto Júnior, Joaquim Pereira Bento, 1981-  
Hidrografia e massas de água da plataforma continental sudeste  
brasileira em 26° 45' / Joaquim Pereira Bento Netto Júnior. – Pontal do  
Paraná, 2008.  
132 f.: il. (algumas color.); 29 cm.

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Almeida Noernberg.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de  
Ciências da Terra, Centro de Estudos do Mar. Programa de  
Pós-graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos.

1. Oceanografia física. 2. Massas de água. 3. Plataforma  
continental. I. Título. II. Mauricio Almeida Noernberg.  
III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.48



*Dedico este trabalho aos meus pais  
Marilena Pereira Bento (in memorian) e  
Joaquim Pereira Bento Netto (in memorian),  
e a Karla H. Preussler (Flor).*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao professor Dr. Maurício A. Noernberg pela orientação formal neste projeto de mestrado e informal em outros muitos projetos, agradeço também por ter me ensinado tantas coisas importantes nestes longos anos de convivência e amizade. Estendo estes agradecimentos ao professor Dr. Eduardo Marone pelos ensinamentos e oportunidades que me foram dadas.

Agradeço à banca examinadora externa do mestrado, prof. Dr. Osmar O. Möller Jr, da FURG, e prof. Dr. Ronald Buss de S., do INPE, pelas valiosas dicas e correções.

Ao CnPQ pelo financiamento do projeto PROPPEL, e a CAPES pelo fornecimento de bolsa de estudo.

Agradeço aos meus colegas de turma de mestrado pelas conversas, incentivos, idéias. Tenham certeza que vocês nunca sairão do meu coração.

Agradeço ao Coordenador do Programa de Mestrado professor Dr. Frederico Brandini.

Agradeço aos funcionários do Centro de Estudos do Mar – UFPR.

Agradeço aos meus colegas de laboratório pelas ajudas em campo e no lab. Obrigados pelas conversas no corredor, cafés, risadas, companherismo. Agradeço aos colegas dos demais laboratórios, química, geologia, biologia, e afins.

Agradeço ao CEPSUL-IBAMA, na pessoa do Sr. Felipe, pela presteza nos afazeres dos embarques realizados a bordo do Soloncy Moura, fossem elas burocráticas ou nos momentos dos embarques. Agradeço a tripulação do Soloncy Moura por toda a ajuda, sem a qual, seria impossível à realização desta pesquisa.

Agradeço aos meus amigos mergulhadores que me ajudaram nesta pesquisa. Com certeza os mergulhos no azul nunca serão esquecidos. Agradeço aos meus tantos amigos de embarque a bordo do Soloncy Moura.

Agradeço ao professor e amigo Dr. Ronald Buss de S. pelas oportunidades no INPE e à bordo do Ary Rongel.

Agradeço aos professores estrangeiros, Dr. Muller e Dr. Stramma, pela rápido mais especial encontro em Kiel.

Agradeço ao Professor Dr. Roberto Mayerle, em Kiel, pela bolsa de trabalho.

Aos tantos amigos e pessoas que me ajudaram nestes 2 anos e que não listei aqui, um grande abraço.

Agradeço aos meus irmãos que mesmo ainda não entendo o que realmente faço, como um oceanógrafo, me apoiaram nesta jornada. Agradeço a minha nova família, *Familia Preussler*, por tudo o que vocês tem feito por mim.

Agradeço em especial e com muito carinho a Karla H. Preussler, pelo seu amor e companherismo nestes anos. Obrigado por você ser esta pessoa linda que você é. Obrigado *Flor ! Amo muito você, viu ...!*

Agradeço aos meus pais, Marilena e Joaquim Pereira Bento. Sou o que sou hoje, pois um dia, vocês me ensinaram a ser assim.

*“ Nenhum homem realmente produtivo pensa  
como se estivesse escrevendo uma  
dissertação.”*

Albert Einstein

## RESUMO

A região sul da Plataforma Continental Sudeste brasileira e a Plataforma Sul brasileira são as regiões de maior potencial pesqueiro ao longo da costa brasileira. Esta alta produtividade é em grande parte fomentada pela presença de diferentes massas de água de origens contrastantes que interagem entre si e formam um ambiente complexo, dinâmico e, sob o ponto de vista biológico, muito produtivo. No verão, a presença da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) sob a plataforma continental disponibiliza na zona eufótica os nutrientes, induz a formação da termoclina sazonal, a frente térmica profunda e o estabelecimento dos máximos subsuperficiais de clorofila. No inverno, as advecções da pluma de baixa densidade do Rio da Plata para regiões ao norte de sua origem, e, em menor escala, da pluma da Lagoa dos Patos, têm sido consideradas as responsáveis pelo padrão de estratificação termohalina vertical e horizontal, níveis de nutrientes, circulação e formação de massas de águas costeiras. O presente estudo apresenta uma descrição da hidrografia e massas de água da plataforma continental interna e média adjacente à cidade de Itajaí. Para tanto, foram coletados medidas CTD ao longo de uma radial perpendicular a linha de costa, entre as isóbatas de 20 e 140 metros, em 14 estações hidrográficas amostradas nos meses de janeiro, março, abril, junho de 2005 e março de 2007. A identificação das massas de água na região foi efetuada a partir de diagramas T-S e dos sistemas lineares de mistura, sendo que, a distribuição de frequência dos pares T-S e posterior cálculo das áreas das massas de água, foram analisado a partir do diagrama T-S-estatístico, uma adaptação do diagrama T-S-volumétrico. Os dados dos pares T-S demonstraram que a região esteve ocupada em todos os períodos pelas massas de Água Costeira (AC), Tropical (AT) e Central do Atlântico Sul (ACAS). A área de abrangência da ACAS foi maior no verão e reduzida no inverno, seguindo seu padrão de avanço e recuo sobre a plataforma continental. A área da AC foi a maior no período de inverno em resposta à influência das águas da pluma do Plata e do afastamento da ACAS para região ao largo. Em virtude da diferença termohalina da AC de verão e inverno, sugere-se que a AC de inverno seja uma modificação da Água Subtropical de Plataforma (ASTP) mais quente e salina. Foram encontrados evidências halinas de que o Rio Itajaí-Açu influencia a hidrografia da porção interna da plataforma continental no período de verão, no entorno da isóbata de 20 metros. A estrutura hidrográfica no verão pode ser resumida em duas camadas, sendo a camada superior quente formada pela AC na zona costeira e AT nas regiões ao largo, e na camada de fundo, estão as águas frias da ACAS, espalhando-se por toda a plataforma continental. A ACAS foi a responsável pelo estabelecimento da termoclina sazonal no verão e da frente térmica profunda, sendo esta particularmente evidente em abril e junho de 2006. No inverno, a mistura das águas de plataforma com as águas da pluma do rio da Plata dominou as regiões costeiras com uma água fria e menos densa. Uma termoclina invertida foi constatada como sendo a feição dominante na região média e ao largo da plataforma continental no período de inverno, provocada pela capa de água menos salgada e fria da pluma do rio da Plata na superfície e pela água salina e quente da AT em subsuperfície.

Palavras-Chaves: Massas de água. ACAS. AT. AC. Plataforma Continental Sudeste Brasileira. Pluma do Rio da Plata.



## ABSTRACT

The south regions off Brazilian Southeast Continental Shelf and South Continental Shelf have been considered as one of the most potential areas for fisheries along Brazilian coast. This high productivity is mainly due to presence of different water masses from different origins that interact in between and form a complex environment, dynamic and, on the biological point of view high productivity. At summertime, the South Atlantic Central Water (SACW) on the continental shelf makes available at eufotic zone the nutrients, induces the seasonal termocline, the deep termic front, and the subsurface chlorophyll maximum. At wintertime, the advection of low density plume from La Plata River toward north from its origins, and smaller, the plume from Patos Lagoon, have been considered as responsible for both vertical and horizontal termohaline stratification patterns, circulation, and formation of coastal waters. This research presents a description of hydrographic and water masses of inner and middle continental shelf adjacent to the Itajaí city. CTD data samples were carried out along one radial perpendicular to the coastline, between isobaths 20 meters and 140 meters, at 14 hydrographical stations sampled at January, March, April, and June of 2005 and March of 2007. The water masses were indentified using T-S diagrams and linear system of mixture, being that, the distribution of frequency of T-S pairs and measurement of water masses areas were carried out using the T-S-statistic diagram, one adaptation form of T-S-volumetric diagram. The T-S pairs datas showed that the region was occupied at all seasons by Coastal Water (CW), Tropical (TW) and South Atlantic Central Water (SACW). The coverage area by SACW was higher in summer and lower in winter, following its both advance and retreat pattern on the continental shelf. The CW area was higher in winter forced by water from Plata plume, and the retreat of SACW to offshore regions. Due to the termohaline differences of summer and winter CW, it is suggested that winter CW is a changed form of Subtropical Shelf Water (SSW), more hot and salty. It was found haline evidences that Itajaí-Açu River influences the hydrography of inner continental shelf in summer around the isobaths 20 meters. The hydrographic structure in summer should be described as two layers, being one hot top layers formed by CW at both coastal and offshore regions, and one bottom layer where are the cold waters from SACW, spanning all the continental shelf. The SACW was responsible by establishment of seasonal termocline and the deep termic front in summer, being particularly evident on April and June of 2006. On winter, the mixture between continental shelf and Plata plume dominated the coastal regions with cold and less dense water. One inverted termocline was verified as being the most important feature at middle and outer regions of continental shelf in winter, being formed by a top layer of less dense and cold water from Plata plume on surface and by a salty and hot water from TW at subsurface.

Keywords: Water masses. SACW. TW. CW. Brazilian Southeast Continental Shelf. Plata plume.

## SUMÁRIO

RESUMO.....	8
ABSTRACT .....	9
1 INTRODUÇÃO .....	9
1.1 PROJETO PROPPEL.....	16
1.2 OBJETIVOS .....	17
1.2.1 Geral.....	17
1.2.2 Específicos .....	17
1.3 ASPECTOS TEÓRICOS DA IDENTIFICAÇÃO DAS MASSA DE ÁGUA.....	18
2 OCEANOGRAFIA FÍSICA REGIONAL E ÁREA DE ESTUDO.....	23
2.1 CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL NO ATLÂNTICO SUL .....	23
2.2 A CORRENTE DO BRASIL.....	26
2.3 ASPECTOS GEOGRÁFICOS REGIONAIS .....	28
2.3.1 Massas de Água.....	33
3 NATUREZA DOS DADOS E MÉTODOS DE ANÁLISE .....	35
3.1 AQUISIÇÃO DOS DADOS .....	35
3.1.1 Dados hidrográficos.....	35
3.1.2 Dados de vento .....	38
3.2 PROCESSAMENTO BÁSICO DOS DADOS.....	38
3.2.1 Dados hidrográficos.....	38
3.2.3 Camada de mistura e termoclina.....	41
3.3 ANÁLISE DAS MASSAS DE ÁGUA.....	43
4 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS .....	50
4.1 ESTRUTURA TERMOHALINA E VENTOS.....	50
4.1.2 Cruzeiro de janeiro de 2006 – Verão.....	50
4.1.3 Cruzeiro de março de 2006 – Verão/Outono.....	54
4.1.4 Cruzeiro de abril de 2006 – Outono .....	58

4.1.5	Cruzeiro de junho de 2006 – Inverno .....	62
4.1.6	Cruzeiro de março de 2007 – Verão .....	67
4.1.7	Variabilidade temporal da temperatura, salinidade e densidade .....	70
4.2	ANÁLISE DAS MASSAS DE ÁGUA.....	77
4.2.1	Diagramas T-S e T-S-e .....	77
4.2.2	Porcentagens das massas de água e estatística descritiva .....	87
4.2.2.1	Período de janeiro de 2006 – Verão.....	88
4.2.2.2	Período de março de 2006 – Outono .....	91
4.2.2.3	Período de abril de 2006 – Outono .....	94
4.2.2.4	Período de junho de 2006 – Outono .....	97
4.2.2.5	Período de março de 2007 – Outono .....	101
5	DISCUSSÃO .....	106
5.1	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	106
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	122
6.1	ESCALAS DE VARIABILIDADE.....	122
	REFERÊNCIAS.....	124

## 1 INTRODUÇÃO

As plataformas continentais podem ser entendidas como as regiões das planícies oceânicas localizadas entre os continentes e o oceano profundo, onde a inclinação do leito marinho é suave e a profundidade máxima que demarca sua extensão *offshore* (em direção a mar aberto) geralmente não ultrapassa os 200 metros. Apesar da linha de costa ser a fronteira entre o continente e o oceano, não demarca o fim do continente. De fato, as plataformas continentais são prolongamentos dos continentes e que estão submersos por águas oceânicas. Nestes ambientes, são desenvolvidas importantes atividades humanas de caráter econômico, recreativo, movimentação de pessoas e cargas, tais como as relacionadas com a exploração do petróleo, a utilização do espaço como via de transporte marítimo, despejo de esgotos domiciliares e industriais por sumidouros na zona costeira, regiões de acesso aos portos marítimos, pescarias e lazer entre outras atividades.

No Brasil, a plataforma continental entre 4 °N e 34 °S tem sido dividida em 6 sub-regiões, de acordo com o trabalho de Castro e Miranda (1998). Os limites costeiros destas 6 sub-regiões são apresentados na TABELA 1.

TABELA 1 – NOMES E LIMITES COSTEIRAS APOXIMADOS DAS 6 REGIÕES ENTRE AS QUAIS A PLATAFORMA CONTINENTAL BRASILEIRA ENTRE 4° 30' N E 34 ° 45'S VEM SENDO DIVIDIDA.

NOME DA SUBDIVISÃO	INTERVALO DE LATITUDE
Plataforma da Amazônia	4 °N - 2 °S
Plataforma Nordeste Brasileira	2 °S - 8 °S
Plataforma Leste Brasileira	8 °S - 15 °S
Região de Campos-Abrolhos	15 °S - 23 °S
Plataforma Continental Sudeste Brasileira <sup>1</sup>	23 °S - 28.5 °S
Plataforma Sul Brasileira	28.5 °S - 34 °S

1 – Termo utilizado nesta dissertação em substituição ao termo Bacia do Atlântico Sul (*South Brazilian Bight*).

FONTE: Castro e Miranda (1998).

Considerando a Plataforma Continental Sudeste Brasileira (PCSE) como um todo, esta tem sido alvo de inúmeros trabalhos científicos de caráter hidrográfico e

correntográfico. Por um lado, a importância desta região está relacionada com a proximidade de grandes centros urbanos, por abrigar dois dos maiores portos do Brasil, Porto de Paranaguá e Santos; além de possuir entre seus limites geográficos o maior campo de exploração de petróleo do Brasil, a bacia de Campos, no estado do Rio de Janeiro. Por outro lado, as pesquisas que vem sendo efetuadas são motivadas pela observação de diversos fenômenos oceanográficos encontrados na região, tais como as ressurgências costeiras de Cabo Frio (MAGLIOCCA *et al.*, 1979; KAMPEL, 2003) e Cabo de Santa Marta, a ressurgência de quebra de plataforma (MESQUITA *et al.*, 1989; CAMPOS *et al.*, 1995), a Frente Subtropical de Plataforma (PIOLA *et al.*, 2000), o avanço das massas de águas oceânicas, e, soma-se ainda, o fato da PCSE, na sua porção sul, estar próximo a região de confluência entre as correntes do Brasil e Malvinas, na Plataforma Sul Brasileira (PSB).

A PCSE, compreendida entre o Cabo Frio (23°S), no Estado do Rio de Janeiro, e Cabo de Santa Marta (28,5°S), em Santa Catarina, é conhecida por apresentar diversas massas de água de origens contrastantes, sendo tropical, subtropical e subantártica. Estas massas de água interagem entre si e formam um ambiente complexo, dinâmico e sob o ponto de vista biológico muito produtivo, pois a interação entre as massas de água provê diferentes níveis de nutrientes para a zona eufótica. Sabe-se que as regiões das plataformas continentais de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, são as áreas de maior potencial pesqueiro do litoral brasileiro, sustentando pescarias artesanais e industriais (MATSUURA, 1991). Em Cabo Frio e Cabo de Santa Marta as ressurgências costeiras são fenômenos bastante tempo conhecidos e estudados (EMÍLSON, 1959; SILVA, 1960; EMÍLSON, 1961; MASCARENHAS *et al.*, 1971), e que adicionam complexidade ao padrão hidrográfico. Estas ressurgências têm sido associadas às variações sazonais do padrão de ventos, da mudança brusca da orientação da linha de costa e na grande inclinação da plataforma continental. A água ressurgida em ambas as regiões é a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). Esta, devido as suas características internas de nutrientes, quantidade de calor, sal, oxigênio dissolvido e a circulação zonal sazonal ao longo da plataforma continental, e vertical ao longo da coluna de água está intimamente relacionada com a fertilização da zona eufótica, na regeneração de determinados nutrientes (i.e. nitrato, fosfato e silicato) (BRAGA e MÜLLER, 1998) e é responsável pela formação de zonas frontais térmicas, tanto de fundo quanto

superficiais, na região da plataforma continental interna (CASTRO, 1996). As zonas de frentes têm um profundo impacto na ecologia de diversas espécies, podendo provocar a falha no recrutamento dos seus juvenis o que se refletirá numa diminuição no volume das pescarias. Sobre a plataforma continental interna, a ACAS ressurgida ocasiona uma rápida renovação das águas costeiras por águas de origem oceânica de camadas mais profundas, fazendo com que as correlações T-S das águas próximas à costa sejam semelhantes daquelas obtidas para as regiões oceânicas adjacentes (MIRANDA, 1985), formando a frente térmica de superfície.

Na sua porção sul, a PCSE é especialmente marcada pelo fluxo convergente de águas de origens contrastantes, oriundas das regiões Norte e Sul. Provenientes da região Norte chegam as águas de origem tropical (Água Tropical – AT) carregadas pela Corrente do Brasil, nas proximidades da quebra da plataforma continental. Do Sul, chegam as influências das águas frias de origem subantártica, transportadas para norte por um ramo da frente subantártica, a qual é a frente mais ao norte associada com a Corrente Circunpolar Antártica na passagem de Drake, denominada corrente das Malvinas (OLSON *et al.*, 1988). A região de encontro dessas duas correntes oceânicas, Malvinas e Brasil, ocorre sob a Plataforma Sul Brasileira, principalmente na quebra desta plataforma, e é denominada de Convergência Subtropical ou Confluência Brasil-Malvinas, demarcando a divisão entre águas subantárticas e tropicais. A posição sazonal da região desta convergência varia entre 40 °S a 46 °S no verão (LEGECKIS e GORDON, 1982) e de 35 °S a 30 °S no inverno (EMÍLSON, 1961). De maneira geral, a latitude média de separação da quebra da plataforma continental é a 35,8°S  $\pm$  1,1° para a Corrente do Brasil e 38,6°  $\pm$  0,9° para a Corrente das Malvinas (OLSON *et al.*, 1988). Muitos autores consideram a região da Confluência Subtropical como uma das mais energéticas do mundo, pois o encontro das duas massas de água gera uma forte estrutura frontal térmica com a presença de cadeias de vórtices e anéis que podem se desprender do fluxo principal (GORDON, 1989; CHELTON *et al.*, 1990; SOUZA e ROBINSON, 2004) e trocar quantidades de propriedades, tais como calor, sal e temperatura, com águas circunvizinhas. A Confluência Subtropical tem influência direta na Plataforma Continental Sul (PCS) e PCSE. Em torno de 33 °S e 38 °S, a Corrente do Brasil se separa da costa e flui, juntamente com a Corrente das Malvinas, em torno de 40 °S (OLSON *et al.*, 1988), em direção leste, formando a Corrente do Atlântico Sul. A posição de separação da Corrente do Brasil está a

aproximadamente 10° ao norte da latitude do zero do rotacional da tensão do vento. Segundo Matano (1993), este padrão de separação é ocasionado devido ao fluxo intenso da Corrente das Malvinas que limita o avanço meridional da Corrente do Brasil para latitudes menores. Entretanto, Garzoli e Giulivi (1994) sugeriram que a principal fonte de variabilidade na posição da Confluência Subtropical é o padrão sazonal dos ventos locais. Ainda, estes autores sugeriram que a latitude de separação da Corrente do Brasil da costa apresenta uma forte variabilidade intra-anual, forçada principalmente por padrões anômalos dos ventos na região ao sul da Confluência Subtropical.

Em adição ao padrão sazonal de avanço da ACAS sobre a plataforma continental e da migração latitudinal da posição da Confluência Subtropical, sabe-se que o deságue do rio da Plata sobre a plataforma continental Argentina, em torno da latitude 35°S, com deságue médio de  $23,3 \times 10^3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (PIOLA *et al.*, 2000), é um dos principais agentes moduladores da circulação, estratificação, produtividade biológica e formação de massas de água na PCS e PCSE. Isto ocorre porque a pluma de baixa densidade formada pelo rio da Plata apresenta uma marcada migração sazonal meridional ao longo da costa brasileira, sendo máxima no inverno (~28°S) e mínima no verão (33°S) (PIOLA *et al.*, 2000), avançando aproximadamente 1000 km da sua origem e misturando-se com as massas de água da plataforma continental interna e média. De acordo com Ciotti *et al.* (1995), a migração da pluma do rio da Plata, da Convergência Subtropical, em menor escala da pluma da Lagoa dos Patos e do padrão de ventos que empurra a ACAS para a plataforma continental interna, são os responsáveis pela formação da Água Costeira rica em nutrientes, que por sua vez, controla a variabilidade sazonal da biomassa fitoplanctônica. Ainda, a advecção da pluma do rio da Plata para Norte é responsável pelo transporte de organismos subantárticos para latitudes menores (STEVENSON *et al.*, 1998) e também foi sugerido como sendo a responsável pela falha no recrutamento de larvas de importantes peixes comerciais brasileiros (MATSUURA, 1996).

Com respeito à hidrografia do Atlântico Sul na região do talude continental, onde a Corrente do Brasil flui de Norte para Sul, a classificação clássica da PCSE é descrita como uma estrutura de correntes em camadas, onde se observa o empilhamento de massas de água com características diferentes. De maneira geral, nos três primeiros quilômetros da coluna de água ocorrem: a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a Água Intermediária Antártica (AIA), Água

Circumpolar Superior (ACS) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (FIGURA 1) (SILVEIRA *et al.*, 2000). Como o presente trabalho foi realizado a partir de dados coletados sobre a plataforma continental em frente a cidade de Itajaí, entre as isóbatas de 20 m e 140 m, será dado ênfase nas duas massas de água oceânicas observadas em trabalhos anteriores sobre esta região, sendo a AT e ACAS; e a massa de água formada sobre a plataforma continental mais interna, denominada genericamente por Água Costeira (AC).

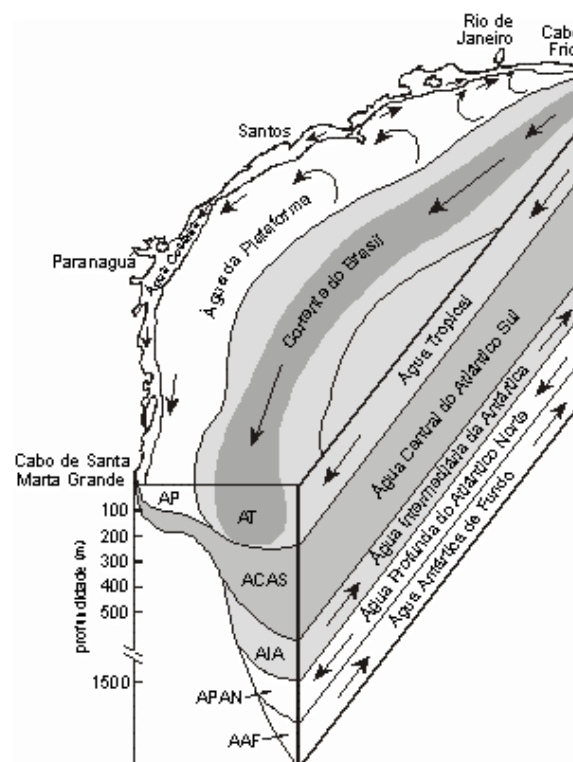


FIGURA 1 – Estrutura vertical das massas de águas presentes na PCSE.  
 FONTE: Adaptado de Matsuura, (1986).

Seguindo o trabalho de Emílson (1961), a AT é caracterizada por ser quente, salina, com temperatura e salinidade normalmente são acima de 20 °C e 36 respectivamente, e ocupa a superfície oceânica do Atlântico Sul. A AT é formada em regiões com intensa radiação solar e excesso de evaporação em relação à precipitação. Apresenta baixa taxa de transporte de água através da termoclina tropical e penetra na coluna de água em todas as direções na sua área de origem, aparecendo nos dados hidrográficos ao longo da PCSE como uma camada de



máxima salinidade localizada entre a superfície e a profundidade de 100 metros. A AT é carregada pela Corrente do Brasil em direção sul sobre e ou ao largo da quebra da plataforma continental, podendo sofrer mistura com águas costeiras de mais baixa salinidade e temperatura ao longo deste trajeto. A AT é pobre em nutrientes e, por este motivo, a sua presença sobre a plataforma continental está associada a ambientes de baixa produtividade biológica (CIOTTI, 1995).

A ACAS, denominada em trabalhos anteriores por Água Subtropical (GARFIELD, 1990), é encontrada na região da picnoclina, e de acordo com os trabalhos regionais de Miranda (1985) para a porção sul da PCSE e PCS apresenta índices termohalinos típicos de  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  e  $36,2\text{ g.kg}^{-1}$ ; com intervalos de  $6\text{ }^{\circ}\text{C} < T < 20\text{ }^{\circ}\text{C}$  e  $34,6 < S < 35,2$ ; sendo considerada uma massa de água fria. A ACAS é transportada para sul-sudeste ao longo do talude continental imediatamente abaixo da AT (100-200 m), mas devido a atividade meandrante da Corrente do Brasil, pode invadir regiões mais internas da plataforma continental. De acordo com o trabalho de Sverdrup *et al.* (1942), a ACAS é formada na região da Confluência Subtropical como resultado da mistura entre a AT da Corrente do Brasil e ASA da Corrente das Malvinas, sofre afundamento nesta região e espalha-se ao longo da sua superfície de densidade. Entretanto, Silveira *et al.* (2001) sugeriram que a circulação da ACAS não é um simples movimento em direção norte em níveis picnoclínicos. De acordo com estes pesquisadores, a ACAS entra no Giro Subtropical do Atlântico Sul a partir da Corrente do Atlântico Sul, alcança a corrente de Benguela na borda leste deste giro e retorna à costa brasileira pela Corrente Sul Equatorial aproximadamente ao sul da latitude  $20\text{ }^{\circ}\text{S}$  (STRAMMA e ENGLAND, 1999). Como nas correntes superficiais, ela se bifurca e um ramo flui para norte e outro para sul. Um padrão de circulação bem conhecido da ACAS é o seu avanço e recuo sobre a plataforma continental nos períodos de verão e inverno, respectivamente. Sua influência nas águas da plataforma é a principal responsável pelas altas taxas de produtividade primária (MATSUURA, 1986), sustentando uma grande quantidade de peixes pelágicos e demersais. De maneira geral, a ACAS é bem definida no diagrama T-S por apresentar uma relação quase linear entre os pares T-S da AC e AT.

A AC, na porção sul da PCSE, é formada pela diluição de águas provenientes da drenagem continental, massas de água de plataforma e oceânicas. A AC apresenta uma marcada flutuação de sua temperatura e salinidade ao longo das estações, controlada principalmente pela descarga de água doce do rio da Plata

e, em menor escala, da Lagoa dos Patos. Com intuito de diferenciar a AC formada no verão e a no inverno, Miranda (1986) e Castro e Miranda (1998), identificaram 2 tipos de AC na PCS, sendo: *i*) AC influenciada pela Água Subantártica ( $S > 34$ ) e a *ii*) AC influenciada pela AT ( $34 < S < 36,7$ ).

Recentemente, completando a classificação das massas de água presentes na PCSE (porção Sul) e PCS, Piola *et al.* (2000) identificaram duas principais massas de água próximas do fundo baseados em medidas de temperatura e salinidade, sendo: *i*) Água Subantártica de Plataforma (ASAP) e a; *ii*) Água Subtropical de Plataforma (ASTP), caracterizando-as como típicas das PCS e PCSE, esta por sua vez, somente na sua porção sul. De acordo com estes pesquisadores, a ASAP é originada pela diluição da ASA, principalmente no Pacífico Sudeste, devido ao excesso de precipitação e da drenagem continental. A ASAP entra na plataforma continental em torno de  $55^{\circ}\text{S}$ . A ASTP, por sua vez, é formada pela diluição da ACAS com a AC. Em adicional, ocorre uma grande diluição da camada superficial da ASTP devido a pluma do rio da Plata e da pluma da Lagoa dos Patos. Segundo Piola *et al.* (*op. cit*), não há evidências de que a ASAP e ASTP se misturem efetivamente, por conseguinte, no encontro destas duas massas de água ocorre uma intensa frente de salinidade, temperatura e nutrientes, orientada ao longo da direção norte-sul e localizada próxima à isóbata de 50 metros na latitude  $32^{\circ}\text{S}$ , se estendendo em direção sul e da quebra da plataforma continental próximo à  $36^{\circ}\text{S}$ . Esta frente é denominada de Frente Subtropical de Plataforma (FSTP).

Os mecanismos de fertilização da zona eufótica, ocasionados tanto a partir da intrusão da ACAS no verão quanto pelo avanço da pluma do rio da Plata e formação da AC de inverno, têm importantes conseqüências biológicas na estrutura de funcionamento dos ecossistemas da PCSE (BRANDINI, 1990). A fertilização pela ACAS no verão ocorre em grande escala na forma de uma ressurgência parcial, com a formação de máximos subsuperficiais de clorofila na base da termoclina, que se estendem até a região costeira durante o verão (BRANDINI, 2003).

Sabe-se que os máximos subsuperficiais de clorofila são responsáveis não apenas pela produção pesqueira (sardinha e anchova) devido à dominância de diatomáceas (MATSUURA, 1996), mas também fornecem matéria orgânica para o sistema bêntico a partir dos processos de sedimentação da matéria orgânica (BRANDINI, 2003).

No período de inverno, quando a ACAS está afastada da plataforma continental interna e média, a fertilização destas regiões é provocada pela pluma do rio da Plata. Isto significa dizer que a PCSE é constantemente fertilizada tanto no verão quanto no inverno, o que faz, como escrito anteriormente, com que esta seja a região de maior produção pesqueira do Brasil (MATSUURA, 1991).

Contudo, as interações entre os processos físicos e biológicos que governam os máximos subsuperficiais de clorofila na plataforma continental da PCSE ainda precisam ser mais bem estudados. Dentro deste contexto e com intuito de esclarecer algumas destas questões surgiu a proposta do Projeto PROPPEL.

### 1.1 PROJETO PROPPEL

O projeto intitulado “Dinâmica das Interações Físico-Biológica no Sistema Pelágico da Plataforma Continental da Região Sueste Brasileira – PROPPEL” é um projeto multidisciplinar envolvendo o laboratório de Oceanografia Costeira e Geoprocessamento e o laboratório de Fitoplâncton Marinho, ambos do Centro de Estudos do Mar – UFPR. O principal objetivo do projeto PROPPEL é entender o papel desempenhado pela intrusão da ACAS sobre a porção sul da PCSE nos períodos de verão e da pluma de baixa densidade do Rio da Plata nos períodos de inverno, no que lhes concerne à fertilização da zona eufótica e, por conseguinte, na produção primária dos ambientes pelágicos da porção sul da PCSE.

Da análise do objetivo principal do projeto PROPPEL nasceu a necessidade de criar um subprojeto que abrangesse o estudo das massas de água da região. Em vista desta necessidade e da motivação de estudar a porção sul da PCSE, foi criado o subprojeto intitulado “Hidrografia da Plataforma Continental Sudeste do Brasil no seu limite sul”. Este subprojeto tem como principal objetivo a identificação das principais massas de água que ocupam a porção do limite sul da PCSE ao longo do período de verão e inverno. Os resultados apresentados nesta dissertação fazem parte deste subprojeto.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 Geral

Como objetivo geral pretende-se analisar a estrutura hidrográfica vertical da porção sul da PCSE e as massas de água presentes nesta região, ao longo de uma radial localizada nas proximidades de Itajaí (27°S), a partir de dados coletados em 5 cruzeiros oceanográficos efetuados em janeiro, março, abril e junho de 2005 e junho de 2007.

### 1.2.2 Específicos

- Identificar as massas de água presentes na região de estudo nos diferentes meses amostrados;
- Analisar a variabilidade espacial e temporal das massas de água presentes na região quanto a seus parâmetros de temperatura, salinidade e densidade, relacionando-os com a dinâmica oceânica das áreas vizinhas.
- Quantificar as áreas de abrangência de cada massa de água identificada.

### 1.3 ASPECTOS TEÓRICOS DA IDENTIFICAÇÃO DAS MASSAS DE ÁGUA

Segundo Tomczak (1999), uma *massa de água* é definida como um corpo de água com uma história de formação comum, sendo originada em uma região particular do oceano. Esta deve ser entendida como uma entidade física que possui um volume mensurável e que ocupa um volume finito nos oceanos. A região de formação, ou *região fonte*, é a parte do oceano mundial onde a *massa de água* adquire as características de suas propriedades (TOMCZAK, *op. cit.*). De maneira geral, as propriedades podem ser classificadas em duas classes, sendo: i) conservativas, as quais somente mudam seus valores a partir de processos advectivos ou difusivos, por exemplo, a temperatura e a salinidade; e ii) não conservativas, as quais são fortemente influenciados por processos bioquímicos e físicos-químicos (nutrientes, oxigênio dissolvido e radionuclídeos) e, por isso, mudam seus valores ao longo do ciclo de vida das *massas de água*.

De maneira geral, quando a água afunda na coluna de água ao longo da sua superfície de densidade, ela carrega consigo os valores das propriedades adquiridas na superfície. As propriedades conservativas, abaixo da camada de mistura, só são alteradas a partir de misturas verticais e laterais com outras massas de água circundantes, por processos advectivos e difusivos. O resultado é que, ao invés de encontrarmos todas as possíveis combinações das propriedades, nos oceanos encontramos apenas um número limitado destas; as quais podem ser utilizadas na identificações das massas de água (EMERY e PICKARD, 1995). Devido à facilidade de mensuração e de suas características conservativas e de independência, ou seja, a variação no valor de uma não incorre necessariamente na alteração do valor da outra, os parâmetros mais utilizados na caracterização das massas de águas oceânicas são a temperatura e salinidade. Entretanto, as propriedades não conservativas ou semi-conservativas também podem ser utilizadas na análise de identificação das massas de água numa dimensão maior de parâmetros, tópico que será melhor apresentado no final desta seção.

Miranda (1985) cita que o primeiro pesquisador a introduzir a possibilidade de analisar correlações entre as variáveis temperatura e salinidade na identificação das massas de água foi Björn Helland-Hansen em 1916. Em oposição aos gráficos

de perfis individuais de temperatura ou salinidade versus a profundidade, este pesquisador propôs gráficos de temperatura (eixo coordenado) e salinidade (eixo das abcissas) denominados de diagramas T-S. A análise dos pares T-S sobre o diagrama T-S baseia-se na estratificação vertical das massas de água envolvidas nos processos de circulação e mistura (MIRANDA, *op. cit.*). Rotineiramente, sobre o eixo T-S são desenhadas linhas paramétricas de anomalia da densidade,  $\sigma_t$  (densidade-1000), denominadas isopícnais, com intuito de evidenciar a estabilidade da coluna de água.

No diagrama T-S, um corpo de água cujas propriedades T-S são representadas por um ponto é definido como uma *água tipo*. Por sua vez, um corpo de água que é representado por uma curva entre as *águas tipos* é definida como sendo uma mistura de *massas de água*. Assim, cada par T-S coletado no oceano para uma determinada região e profundidade pode ser considerado como o resultado da mistura entre diferentes *águas tipos*.

Em se tratando de misturas verticais entre as massas de água, a base do estudo destas misturas sobre o diagrama T-S é a Teoria Analítica das curvas T-S para um oceano de profundidade infinita. O ponto de partida para a determinação desses teoremas foram as soluções analíticas da  $T=T(z,t)$  e  $S=S(z,t)$ , a partir da integral de Poisson, para a mistura de 3 massas de água em um oceano infinito. Na prática, a modelagem analítica toma como ponto de partida o diagrama T-S. Esta teoria é revista detalhadamente por MAMAYEV (1975). De acordo com Mamayev (1975) e Miranda (1998), o caso mais comum da mistura de massas de água é a mistura de duas, três e quatro massas de água superpostas verticalmente. No caso específico da área desse estudo, simplificada, ocorrem as massas de água AC, AT e ACAS.

Os Teoremas de Shtokman (SHTOKMAN, 1946) permitem identificar as massas de água e estabelecer como evoluem geometricamente os pares T-S na curva T-S, sob a ação dos processos de misturas verticais de duas, três ou quatro massas de água. As profundidades de interfaces entre as massas de água amostradas podem ser estimadas a partir da geometria do triângulo de mistura. O triângulo de mistura representa linhas tangentes envolvendo os pares T-S e deve ser traçado considerando os índices termohalinos disponíveis na literatura. Contudo, em estudos regionais, estes índices termohalinos podem ser encontrados apenas pelo traçado do triângulo de mistura ao longo dos pares T-S medidos na região. A

diferença entre índices termohalinos referentes à mesma massa de água pode decorrer dos efeitos de processos de mistura no interior dos oceanos e, se considerarmos a camada de mistura, mais fortemente na camada limite do oceano. Em se tratando de Oceanografia Física Descritiva, os teoremas de Shtokman são úteis na identificação dos índices termohalinos das *águas tipos* que estão se misturando, do triângulo de mistura associado, da espessura da camada de água intermediária e na localização do seu núcleo.

Inicialmente, o método de mistura das massas de água foi utilizado nas regiões oceânicas abaixo da camada de mistura. Este fato provém da constatação de que na camada superficial dos oceanos, a temperatura e salinidade deixam de ser parâmetros estritamente conservativos, uma vez que seus valores são influenciados pelos processos de evaporação, precipitação, radiação solar, aporte continental, etc. Desta forma, foram excluídas destas análises as plataformas continentais, que apresentam rápida resposta aos processos de interação ar-mar, e as regiões oceânicas acima dos 100-200 metros de profundidade. Em outras palavras, não pode haver fontes ou sumidouros que confirmem variabilidade às propriedades temperatura e salinidade, senão àquelas provenientes dos processos advectivos e difusivos da mistura entre as massas de água.

Entretanto, o trabalho de Miller (1950) demonstrou que o método do triângulo de mistura pode ser usado para águas da plataforma continental. De acordo com Miller (*op. cit*) assume-se que dentro de uma área limitada os processos de mistura ocorrem mais rapidamente que os fatores locais. Este método fornece resultados úteis desde que os dados de T-S tenham sido amostrados de maneira quase sinóptica. Como será visto na seção 3.1, os dados utilizados nesta dissertação foram coletados num intervalo temporal de 1,5 dias, o que condiz com o proposto por Miller (*op. cit*). A partir deste método, os índices termohalinos das *águas tipos*, que estão presentes na área de estudo e participam dos processos de mistura, são os extremos do polígono desenhado sobre o diagrama T-S espalhado, considerando todos os pares T-S coletados na área de estudo (Triângulo de mistura). Hardy (1975) também utilizou com sucesso a metodologia tradicional das curvas T-S no estudo das misturas de águas estuarinas.

Da teoria de Shtokman, seguem as seguintes regras que puderam ser utilizadas no presente trabalho (MIRANDA, 1972):

1) O limite entre as massas de água deve ser considerado como sendo a profundidade na qual a percentagem de mistura, determinada com base na reta ou no triângulo de mistura, seja igual a 50%;

2) Se a curva T-S é aproximadamente uma reta, então a reta de mistura deve ser usada para sua análise;

3) Se a curva T-S consiste de duas ou mais partes quase retas, ligadas uma as outras, então há três ou mais massas de água;

4) A determinação dos índices termohalinos é feita traçando as “tangentes” aos trechos da curva T-S. A interseção dessas tangentes na região dos pontos extremos, determina os índices termohalinos das *águas tipos* de superfície e do fundo;

5) Para a determinação das percentagens de mistura e os seus limites entre as massas de água, para diferentes valores da profundidade Z, são traçados os triângulos de mistura tendo por vértice os índices termohalinos. Se for preferível usar uma solução analítica, deve-se resolver o sistema de equações (1) para a mistura de três tipos de água apresentada em Mamayev (1975):

(1)

$$m_1T_1+m_2T_2+m_3T_3=T$$

$$m_1S_1+m_2S_2+m_3S_3=S$$

$$m_1+m_2+m_3=1$$

Sendo  $m_1$ ,  $m_2$  e  $m_3$  os percentuais de contribuição dos tipos de água que estão se misturando;  $\{S_1, T_1\}$ ,  $\{S_2, T_2\}$  e  $\{S_3, T_3\}$  são os índices termohalinos e S e T são os pares T-S amostrados numa determinada profundidade na região de estudo. Entretanto, caso existam mais de três massas de água envolvidas nos processos de mistura, o sistema de equação (1) torna-se indeterminado. Neste caso, somente a temperatura e salinidade não são suficientes para separar e identificar todas as



massas de água. Deve-se então utilizar outro parâmetro físico-químico (i. e. *oxigênio dissolvido (OD)*), independente do par T-S, transformado o sistema de equação (1) no sistema (2) algebricamente determinado.

(2)

$$m_1T_1+m_2T_2+m_3T_3+m_4T_4=T$$

$$m_1S_1+m_2S_2+m_3S_3+m_4S_4=S$$

$$m_1OD_1+m_2OD_2+m_3OD_3+m_4OD_4=OD$$

$$m_1+m_2+m_3+m_4=1$$

Foi Tomczak (1981) O primeiro pesquisador a introduzir a idéia de utilizar múltiplos parâmetros na análise da mistura e identificação das massas de água, sendo estendida posteriormente por POOLE E TOMCZAK (1999). A Análise Multiparamétrica Ótima (OMP - *Optimum Multiparameter Analysis*) consiste na utilização de parâmetros conservativos e não conservativos como uma solução para um sistema de equações lineares de mistura (TOMCZAK e LARGE, 1989; TOMCZAK *et al.*, 1994).

Ambas as análises que utilizam os sistemas lineares baseiam-se na suposição de que os processos de mistura que ocorrem nas massas de água são processos lineares e que afetam igualmente todos os parâmetros.

## **2 OCEANOGRAFIA FÍSICA REGIONAL E ÁREA DE ESTUDO**

Nesta seção é apresentada uma breve descrição da circulação superficial do Atlântico Sul. Após esta apresentação, serão descritos alguns aspectos da Corrente do Brasil; logo após é apresentada uma descrição regional da PCSE em relação aos aspectos fisiográficos do embaçamento, circulação atmosférica e as massas de água presentes na região.

### **2.1 CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL NO ATLÂNTICO SUL**

A circulação superficial de grande escala do Atlântico Sul é determinada por um giro anticiclônico, centrado na porção central da bacia oceânica, denominado Giro Subtropical do Atlântico Sul. Este giro é composto pelas Corrente de Benguela, Sul Equatorial, Brasil e Atlântico Sul, demonstrado na FIGURA 2. Apesar de não fazerem parte das correntes superficiais do Giro Subtropical do Atlântico Sul, a Corrente das Agulhas, Malvinas e a Circumpolar Antártica, influenciam diretamente a configuração do Giro Subtropical do Atlântico Sul (STRAMMA e ENGLAND, 1999).

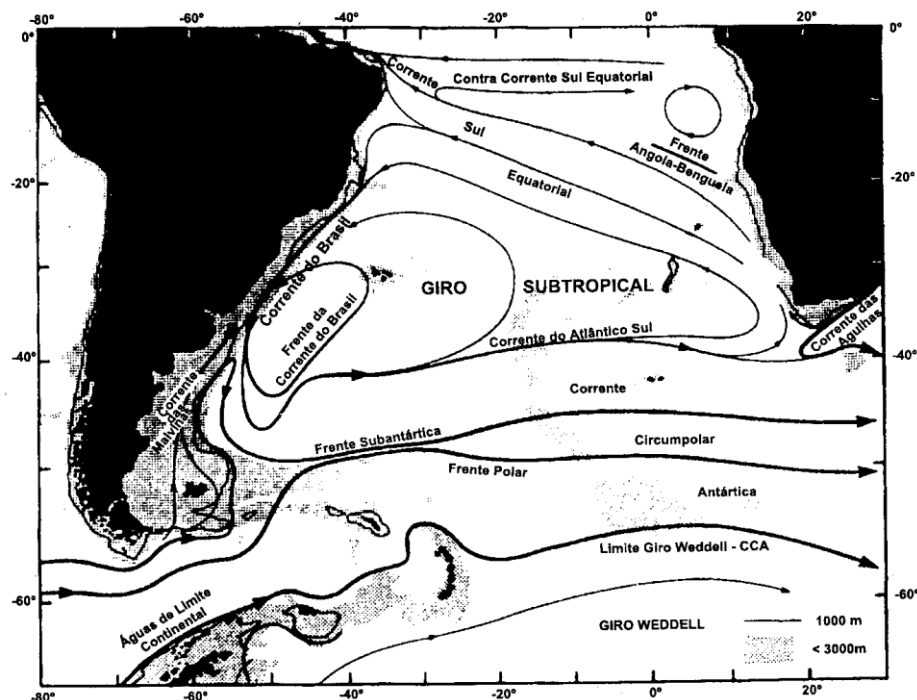


FIGURA 2 – Circulação geostrófica de grande escala da camada superficial e frentes do Oceano Atlântico Sul.

FONTE: Peterson e Stramma (1991).

A Corrente das Agulhas é a corrente de contorno oeste da porção mais ao sul das duas células que compreendem o giro subtropical do Oceano Índico (GORDON, 1987) e margeia a plataforma continental da África. Próximo a 34 °S a Corrente das Agulhas se separa da costa, percorrendo o banco das Agulhas e retorna para o Giro Subtropical do Oceano Índico em aproximadamente 40 °S. Segundo Gordon (*op. cit*), a região de retroflexão da Corrente das Agulhas pode ter um papel importante na troca de águas entre os Oceanos Índico e Atlântico. Grande parte desta troca deve ocorrer pela emissão de grandes quantidades de anéis que transportam águas quentes e salinas para o Atlântico Sul (0,5 a 1,5 Sv por anel), misturando-se nas regiões próximas à Corrente de Benguela (DE RUIJTER *et al.*, 1999).

A Corrente de Benguela é a corrente da fronteira ao leste do Giro Subtropical do Atlântico Sul, se inicia como um fluxo organizado em direção ao norte até aproximadamente 30 °S, onde muda de direção e flui aproximadamente de noroeste afastando-se da costa africana. A partir de 30 °S a Corrente de Benguela une-se a Corrente Equatorial e flui em direção ao continente Sul Americano

impulsionada pelos ventos Alíseos. A circulação da corrente de Benguela é fortemente influenciada pela Alta Subtropical do Atlântico Sul. No período do verão, os ventos de Sudeste e Sul afastam as águas superficiais da costa para as regiões ao largo, e provocam a ressurgência costeira de águas ricas em nutrientes devido ao movimento de ajuste ao transporte de Ekman. Esta ressurgência suporta uma região com grande potencial pesqueiro (HEYMANS *et al.*, 2004). Garzoli e Gordon (1996) reportaram que do total de 13 Sv de volume transportado pela Corrente de Benguela, 50 % é composto pela Água Central do Atlântico Sul, 25% de Água do Oceano Índico e o restante é a mistura de águas provenientes das Agulhas com a Água Tropical.

Tradicionalmente, a Corrente de Benguela tem sido retratada como fonte de energia e massa de água para a Corrente Sul Equatorial na região de sua formação. A Corrente Sul Equatorial flui em direção ao oeste através da bacia do Oceano Atlântico até alcançar o promontório da América do Sul denominado Cabo de São Roque ( $\sim 10^{\circ} 30' S$ ) (PETERSON e STRAMMA, 1991). A Corrente Sul Equatorial é a borda norte do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Ao sul de  $10^{\circ} S$  a porção sul da Corrente Sul Equatorial se bifurca dando origem às correntes de contorno oeste brasileiras, que são: a Corrente Norte do Brasil e a Corrente do Brasil (SILVEIRA *et al.*, 1994). Ambas, fluem principalmente sobre o talude continental, sendo a Corrente do Brasil para sul e a Corrente Norte do Brasil para o norte, , esta entrando na circulação do Hemisfério Norte.

A Corrente do Brasil flui em direção sul até se encontrar com as águas frias e menos salinas da Corrente das Malvinas, formando a Confluência Subtropical.

A Corrente do Atlântico Sul flui em direção leste através do Oceano Atlântico Sul entre as latitudes  $35^{\circ} S$  e  $45^{\circ} S$ , e é a borda sul do giro subtropical do Atlântico Sul, separada da Corrente Circumpolar através da Frente Subtropical (STRAMMA e PETERSON, 1990). A Frente Subtropical é identificada como uma região de forte descontinuidade na temperatura superficial na maior parte do Atlântico Sul.

A Corrente Circumpolar Antártica flui ao longo da passagem de Drake em aproximadamente  $60^{\circ} S$ , atravessando toda a extensão do Oceano Atlântico Sul na direção oeste-leste. Uma componente norte da Corrente Circumpolar Antártica contorna o Cabo Horn e alimenta a formação da Corrente das Malvinas.

Em oposição ao esquema clássico das correntes superficiais proposto por Peterson e Stramma (1991) demonstrado na FIGURA 02, a circulação do Giro

Subtropical não é fechada e sabe-se da ocorrência de perdas de transporte de volumes nas bordas norte do Giro Subtropical do Atlântico Sul, que alimentam a Contra-Corrente Equatorial (STRAMMA *et al.*, 1990). Além disso, como comentado por Stramma e England (1999), a circulação do Atlântico Sul demonstra uma dependência em relação à profundidade e a um complicado número de correntes tropicais, ambas não resolvidas pelo esquema proposto por PETERSON e STRAMMA (*op. cit.*). Uma descrição detalhada sobre a circulação do Atlântico Sul para três camadas superficiais assim como para as águas de fundo pode ser encontrada em STRAMMA e ENGLAND (1999).

## 2.2 A CORRENTE DO BRASIL

Se nas regiões internas e médias da PCSE o padrão de ventos na escala sazonal e sinóptica tem um papel importante na circulação e estratificação da coluna de água, na porção externa da PCSE a Corrente do Brasil é a principal forçante na circulação na coluna de água (CAMPOS *et al.*, 1995; CASTRO, 1987, CASTRO e MIRANDA, 1998).

A Corrente do Brasil é uma Corrente de Contorno Oeste que fecha o giro Subtropical do Atlântico Sul no lado sul americano. A Corrente do Brasil flui em direção sul ao longo da plataforma e talude continental até encontrar as águas frias e menos salinas da Corrente das Malvinas, formando a Confluência Subtropical.

Na sua origem, em torno de 10 °S, a Corrente do Brasil é fraca e apresenta um transporte de volume de 4 Sv (PETERSON e STRAMMA, 1991). Entre 10 °S e 20 °S, Stramma *et al.* (1990) não encontraram evidências de que este transporte de volume aumentasse. Entretanto, estimativas do transporte de volume da Corrente do Brasil ao longo do talude continental brasileiro, principalmente na PCSE, evidenciaram o aumento do transporte desta corrente a medida em que esta se desloca na direção sul. Valores de 4 Sv em 20 °S (STRAMMA *et al.*, 1990), em torno de 10 Sv em 23 °S e 24 °S (STRAMMA, 1989); 11 Sv em 24 °S, sendo 5 Sv sobre a plataforma continental (profundidades menores do que 200m) e 6 Sv fora da plataforma continental (EVANS e SIGNORINI, 1985); 7,3 Sv em 25 °S (CAMPOS *et al.*, 1995), corroboram o aumento do transporte de volume da Corrente do Brasil em

direção sul. Para Gordon e Greengrove (1986), esta intensificação de transporte de volume ocorre devido a uma célula de recirculação abaixo dos 24 °S, responsável por um transporte de volume de 12 Sv. Stramma (1998) comenta que esta célula de recirculação deve estar localizada ao sul de 28 °S, sendo responsável por um transporte aproximado de 7,5 Sv. Assireu (2003), a partir de análises de derivadores lagrangeanos, confirmou a intensificação da Corrente do Brasil em direção ao Sul.

Uma compilação das estimativas do transporte de volumes para a Corrente do Brasil, dos trabalhos efetuados ao longo da costa Brasileira, é apresentado em Castro *et al.* (2006), sendo uma adaptação e atualização da compilação efetuada por Garzield (1990). Uma análise atenta sobre os dados demonstrados em Castro *et al.* (*op. cit*) evidencia que poucos trabalhos estimaram o transporte de volume da Corrente do Brasil entre as latitudes 26 °S e 28 °S, seja pela aproximação geostrófica ou medidas diretas. Esta região corresponde aproximadamente à área compreendida entre 1 grau de latitude para mais ou para menos da posição da radial utilizada nesta dissertação. A maior parte dos trabalhos relacionados com a estimativa do transporte de volume da corrente do Brasil concentram-se na região sul de Campos-Abrolhos (15°S – 23°S), na porção norte e central da PCSE, assim como na região da Confluência Subtropical.

Utilizando dados de correntes do projeto WOCE, abreviação do termo em inglês *World Ocean Circulation Experiment*, no fundeio ACM3, localizado entre 20 °S e 28 °S, na região do talude continental, Müller *et al.* (1998), seguindo a demonstração da intensificação da Corrente do Brasil ao Sul de sua origem (~10 °S), observaram um aprofundamento e aumento desta corrente. Em 28 °S, os dados de 23 meses demonstraram que a Corrente do Brasil é uma corrente permanente e que alcança profundidades superiores a 670 m, com um transporte em direção ao pólo Sul estimado em 16 Sv. Müller *et al.* (*op. cit*) demonstraram que em 20° S a profundidade da Corrente do Brasil é de apenas 200 m.

Em sua trajetória na direção sul, a Corrente do Brasil apresenta uma intensa atividade meandrante e de liberação de vórtices tanto ciclônicos como anticlônicos. Os primeiros trabalhos sobre o tema foram efetuados por Mascarenhas *et al.* (1971) e Signorini (1978) na região de Cabo Frio. O primeiro autor atribuiu a formação dos vórtices às feições topográficas da região. Campos *et al.* (1995) atribuíram como mecanismo responsável ao padrão meandrante da Corrente do Brasil, a abrupta mudança da orientação da linha de costa em Cabo Frio e a diferença entre a porção

estreita e íngreme da plataforma continental de Cabo Frio em comparação com a extensa e suave plataforma continental imediatamente ao sul daquela região. Seguindo estes argumentos dinâmicos, o autor sugere que, por conservação da vorticidade potencial, a Corrente do Brasil é forçada a girar ciclonicamente para oeste, invadindo a plataforma continental. Desta forma, ao entrar na PCSE a Corrente do Brasil apresenta um padrão meandrante. De fato, grande parte do transporte da Corrente do Brasil ocorre na plataforma continental, tanto sobre a quebra da plataforma continental quanto em regiões mais rasas desta (CAMPOS *et al.*, 1995; SIGNORINI, 1978). Este padrão de transporte disponibiliza na camada superficial da plataforma continental a quente e salina AT. Os vórtices também são importantes para a ressurgência da ACAS nas regiões da quebra da plataforma continental (CAMPOS *et al.*, 1995). Stramma (1989) comenta que o fato de grande parte do fluxo da Corrente do Brasil ocorrer sobre a plataforma continental, proporciona uma dificuldade a mais na estimativa do transporte desta corrente a partir dos cálculos geostróficos. Esta dificuldade ocorre, por exemplo, se estimarmos as correntes geostróficas por medidas multi-satélites haverá um erro no sinal da Anomalia da Altura do Mar ocasionado por uma inadequada retirada dos sinais da maré nas plataformas rasas (VIANA e MENEZES, 2005).

## 2.3 ASPECTOS GEOGRÁFICOS REGIONAIS

A radial utilizada neste estudo está localizada na região interna e média da plataforma continental adjacente à região de Itajaí (27 °S), no estado de Santa Catarina. Seguindo a denominação proposta por Castro e Miranda (1998), na escala regional, a radial está localizada na porção do limite sul da Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PCSE), que por sua vez é delimitada por dois Cabos, sendo o limite norte a região de Cabo Frio – no estado do Rio de Janeiro (23 °S) e o limite sul o Cabo de Santa Marta – no estado de Santa Catarina (28,5 °S).

A PCSE é comumente denominada de Bacia de Santos (*South Brazilian Bight*) (CASTRO e MIRANDA, 1998). Este embaçamento possui o formato predominantemente côncavo entre seus limites Norte e Sul (FIGURA 3). A porção mais larga da PCSE é encontrada em frente à cidade de Santos, com 230 km, e as

partes mais estreitas são encontradas nas regiões de Cabo Frio, com 50 km, e Santa Marta, com 70 km. O comprimento da PCSE é de aproximadamente 1110 km e a orientação da sua linha de costa muda entre seus limites norte e sul. Na parte norte, a orientação da linha de costa é aproximadamente leste-oeste, sendo de nordeste-sudoeste na região de Santos (porção central) e norte-sul na porção sul. De maneira geral, a plataforma continental desta região apresenta declividade suave e as isóbatas estão dispostas aproximadamente paralelas a linha de costa, seguindo a conformação côncava do embaçamento (ZEMBRUSKI, 1979). Somente nas proximidades das poucas grandes ilhas situadas próximas à costa, como a Ilha Grande, Ilha de São Sebastião, Ilha de São Francisco e Ilha de Santa Catarina, a topografia do fundo marinho é íngreme e as isóbatas não estão dispostas paralelas a linha de costa. Segundo Zembruski (1979), a profundidade da quebra da plataforma continental ocorre entre 120 m e 180 m de profundidade, e a área da PCSE é de aproximadamente  $150 \times 10^3 \text{ km}^2$ . Considerando uma profundidade média de 70 metros, o volume da PCSE pode ser estimado em  $10 \times 10^3 \text{ km}^3$  (CASTRO *et al.*, 2006).



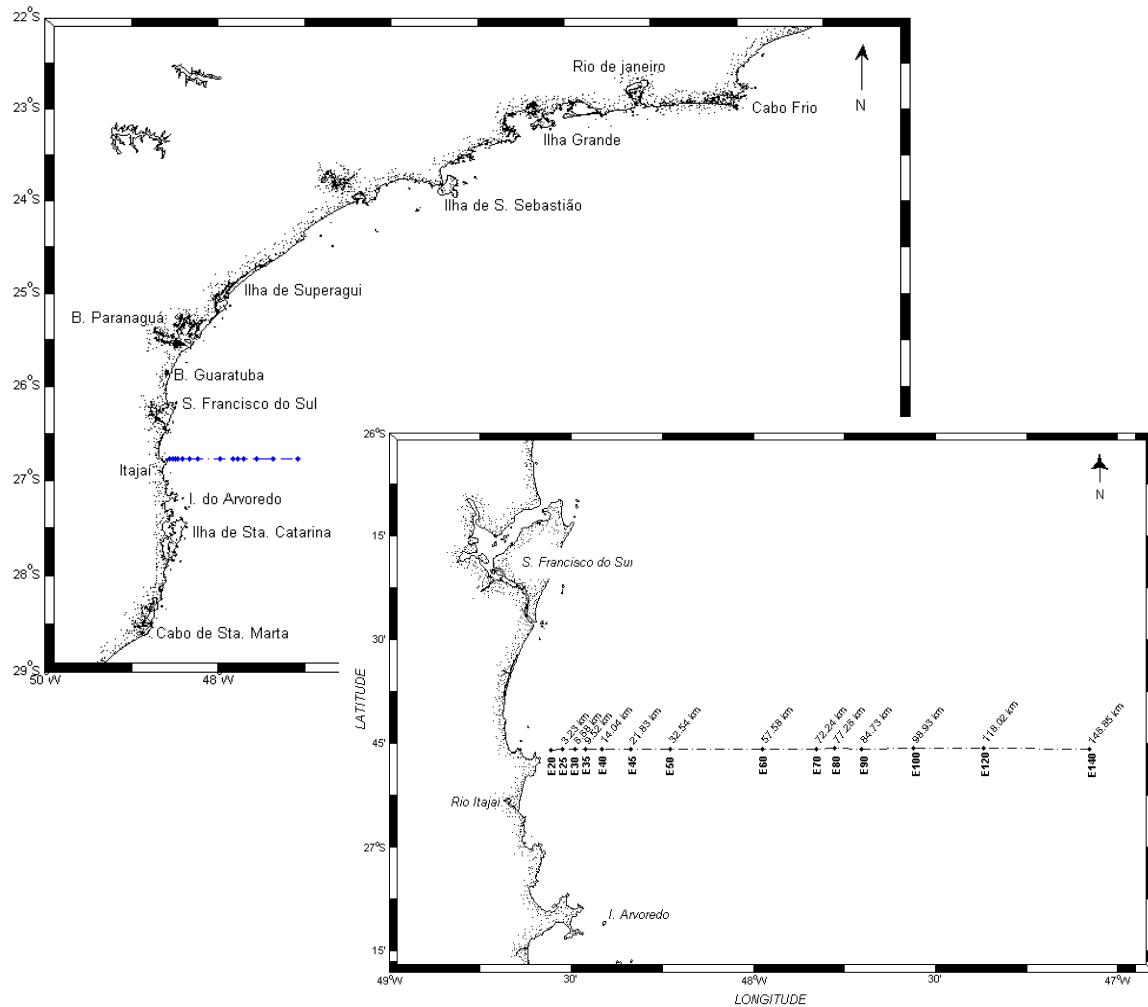


FIGURA 3 – Delimitação norte e sul da PCSE. Detalhe da radial na porção interna e média da PCSE, próximo ao seu limite sul.  
 FONTE: O Autor.

O alinhamento da Serra do Mar em relação à linha de costa atual reflete o tamanho reduzido da planície costeira e a orientação das isóbatas. Como consequência do soerguimento da Serra do Mar na porção sudeste do Brasil, a maior parte das bacias de drenagem da PCSE fluem em direção à borda leste do Brasil, alimentando a bacia de drenagem do Rio Paraná-La Plata. Por causa disto, um pequeno número de rios drena diretamente para o mar na PCSE (EMÍLSON, 1961; MAHIQUES *et al.*, 2004). Apesar de não existirem grandes rios que deságuem sobre a PCSE, entre 25 °S e 27 °S são encontrados 3 estuários, sendo o da baía de Paranaguá e Guaratuba no Paraná e Itajaí-Açu em Santa Catarina. Poucos trabalhos tratam diretamente da influência do desague destes estuários sobre a hidrografia da plataforma continental interna e média. Para o estuário do Rio Itajaí-

açu, Schettini *et al.* (1998) evidenciaram que a pluma deste estuário influencia a hidrografia das regiões próximas à isóbata de 20 metros.

Contudo, sabe-se que a advecção da pluma de baixa densidade do estuário do Rio da Plata (~37°S) tem um profundo impacto no padrão de circulação e estratificação na PCS e PCSE, principalmente nos períodos de inverno. Neste período, o padrão de ventos favorece a migração desta pluma em torno de 28 °S (PIOLA *et al.*, 2000). O efeito da Pluma do Estuário do rio da Plata é uma das principais forçantes controladoras na circulação da plataforma interna, regime termohalino e na produtividade biológica, além da formação da termoclina invertida (CASTELLO e MÖLLER, 1977; CIOTTI *et al.*, 1995; ZAVIALOV *et al.*, 2000; ZAVIALOV *et al.*, 2002).

Em relação à climatologia de ventos, a região de estudo está sob a influência de principalmente dois centros atmosféricos, sendo: i) da porção oeste do giro Anticiclônico do Atlântico Sul (Alta Subtropical do Atlântico Sul) - fonte de massas de ar quente e úmido, transportadas principalmente por ventos de NE; ii) e do anticiclone migratório Polar – fonte de massas de ar frias e secas. A Alta Subtropical do Atlântico Sul é um sistema semi-permanente de alta pressão localizada em torno de 30 °S sobre o oceano Atlântico e é caracterizado por alta temperatura e umidade, consequência da intensa radiação solar e evaporação marítima, respectivamente (PEZZI e SOUZA, 2007).

No Atlântico Sul, a Alta Subtropical do Atlântico Sul influencia o clima das regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil (BASTOS e FERREIRA, 2000). A posição deste centro de alta pressão apresenta variação sazonal, afetando diretamente a intensidade e direção dos ventos na PCSE. No verão, a Alta Subtropical do Atlântico Sul é menos desenvolvida e está posicionada mais ao sul e afastada do continente. Neste período os ventos predominantes na PCSE, entre 15 °S e 35 °S, são os provenientes de leste e nordeste (CASTRO e MIRANDA, 1998). Estes ventos têm sido associados como responsáveis aos eventos das ressurgências costeiras nas regiões de Cabo Frio (EMÍLSON, 1961; MIRANDA, 1982) e Santa Marta (MÖLLER *et al.*, no prelo). No período de inverno, a Alta Subtropical do Atlântico Sul está bem desenvolvida e a sua porção oeste está posicionada sobre o Brasil. Neste período, os ventos de leste e nordeste são confinados entre as latitudes de 20 °S e 25 °S, sendo que, ao sul de 25 °S, os

ventos predominantes são provenientes de oeste e sudoeste (CASTRO, 1996; CASTRO e MIRANDA, 1998).

O Anticiclone Migratório Polar é um centro de alta pressão formado nas latitudes subpolares e que se desloca para o Equador, forçado principalmente pelos gradientes térmicos entre as altas e baixas latitudes (QUADROS, 2002).

Na escala de tempo sinóptica, os distúrbios meteorológicos, a partir de mecanismos de interação ar-mar, são fontes de energia e movimento principalmente nas áreas rasas da zona costeira (CASTRO, 1990). Dentre os distúrbios, a passagem de sistemas frontais são as perturbações mais relevantes sobre a PCSE. Se considerarmos que a tensão de cisalhamento do vento é um dos mecanismos de baixa frequência mais importantes na circulação costeira, os sistemas frontais devem ter um papel significativo na determinação da variabilidade do padrão desta circulação (STECH e LORENZZETTI, 1992). A gênese destes sistemas frontais está associada às ondas baroclínicas presentes nos ventos predominantes de oeste, atuantes no lado oeste do continente sul americano, sobre o oceano Pacífico, entre 50 °S e 60 °S. Na atmosfera, as frentes representam zonas de forte transição entre massas de ar com características físicas diferentes, associadas às ondas baroclínicas de latitudes médias (PALMÉN e NEWTON, 1969). Na área de estudo desta dissertação, o encontro do Anticiclone Migratório Polar e da Alta Subtropical do Atlântico Sul forma um sistema frontal.

Freqüentemente, estes sistemas frontais são observados propagando-se ao longo da costa entre 40 °S e 20 °S, embora possam atingir latitudes menores, especialmente durante o inverno quando os sistemas frontais ganham força (KOUSKY, 1979 *apud* CASTRO e MIRANDA, 1998). A frequência de ocorrência das frentes frias muda zonalmente e sazonalmente, tendendo a diminuir em direção ao Equador e aumentar durante o inverno (OLIVEIRA, 1986). Para a região de Cabo de Santa Marta, Stech e Lorenzzetti (1992) observaram dois picos de energia dominando o espectro das componentes longitudinais dos ventos, um em 11 e outro em 6,5 dias. Análises efetuadas a partir de cartas sinópticas ajudaram estes pesquisadores a concluir que o pico de 6,5 dias esteve associado à ocorrência de frentes frias. Em média, a frequência de ocorrência de frentes frias entre 20 °S e 25 °S é mínima em fevereiro, sendo de três por mês, e máxima em outubro, sendo cinco por mês (CASTRO e MIRANDA, 1998).

Stech e Lorenzzetti (1992) utilizaram cartas sinópticas, imagens de satélites e dados de ventos na zona costeira para formular um modelo conceitual das frentes frias para o período de inverno para toda a PCSE. A partir deste modelo, o esquema de propagação das frentes na PCSE pôde ser sumarizado, sendo:

- A frente fria, a qual penetra pela região sudeste da PCSE, propaga-se de sudoeste para nordeste paralelamente a PCSE;
- A sua velocidade de propagação é em torno de  $500 \text{ km d}^{-1}$ , o que proporciona, num caso idealizado de velocidade constante, um período de 2 dias para as frentes frias percorrerem toda a extensão da PCSE;
- No setor quente da frente, a velocidade média do vento é  $5 \text{ ms}^{-1}$ , rotacionando anticiclonicamente da direção dominante de nordeste para noroeste com a aproximação da frente;
- Imediatamente após a passagem da frente fria, o vento sopra de sudoeste no setor frio com velocidade média de  $8 \text{ ms}^{-1}$ , rotacionando ciclonicamente de sudoeste para nordeste, aproximadamente 1 dia após a passagem da frente.

### 2.3.1 Massas de Água

Vários trabalhos efetuados sobre a PCSE (Emílsson, 1961; Miranda e Castro, 1979; Miranda, 1982; Matsuura, 1986; Castro e Miranda, 1998) demonstraram que as massas de água presentes na PCSE são os resultados da mistura entre as seguintes massas de água:

- Água Tropical (AT), quente e salina ( $T > 20^{\circ}\text{C}$  e  $S > 36$ ; MIRANDA, 1982) transportada para o sul-sudoeste na camada superficial (0-200 m) da Corrente do Brasil, sobre o talude continental, nas proximidades da quebra da plataforma continental;
- Água Central do Atlântico Sul (ACAS), relativamente fria ( $T < 20^{\circ}\text{C}$  e  $S < 36$ ; MIRANDA, 1982) transportada para sul-sudoeste ao longo do talude

continental na camada inferior da Corrente do Brasil (200-500 m), próximo à quebra da plataforma continental;

- Água Costeira (AC), resultante da mistura da descarga continental de água doce com as águas da plataforma continental, tendo a menor salinidade das águas da PCSE, devido principalmente ao efeito combinado dos muitos rios pequenos e médios existentes na região.

O contato entre as diferentes massas de água levam por muitas vezes a formação de regiões frontais. As regiões de frentes podem ser usadas para separar as regiões da plataforma continental. Seguindo o modelo proposto por Castro (1996) e Castro e Miranda (1998) para a PCSE, a divisão da plataforma continental interna da plataforma continental média é demarcada na região do máximo gradiente térmico de fundo, denominado de Frente Térmica Profunda. Esta frente é a região na qual a termoclina sazonal encosta no fundo, sendo sua posição modulada principalmente pelo padrão de circulação da ACAS sobre a plataforma continental. A divisão da plataforma continental média da plataforma continental externa ocorre na frente denominada Frente Halina Superficial, onde o gradiente de sal é máximo. Esta frente separa as regiões influenciadas pela AC, com baixa salinidade, das regiões influenciadas pelas águas superficiais da Corrente do Brasil, a AT, de alta salinidade.

Segundo Castro e Miranda (1998) a plataforma interna é preenchida principalmente pela AC e tende a ser verticalmente homogênea. A plataforma média apresenta uma configuração em duas camadas, onde a camada superior é formada por águas provenientes da mistura entre AT e AC, e no fundo, ocorre a ACAS. Na plataforma externa, a configuração é essencialmente em duas camadas, sendo a camada superior e inferior preenchidas por AT e ACAS, respectivamente.

### 3 NATUREZA DOS DADOS E MÉTODOS DE ANÁLISE

Nesta seção é apresentada uma descrição das operações dos cruzeiros oceanográficos do projeto PROPPEL. Após esta descrição são apresentados os processamentos básicos efetuados sobre os dados. Por último é apresentada uma síntese dos métodos utilizados para a análise dos dados.

#### 3.1 AQUISIÇÃO DOS DADOS

##### 3.1.1 Dados hidrográficos

Os dados utilizados neste trabalho foram coletados no âmbito do projeto intitulado “Dinâmica das interações físico-biológicas no sistema pelágico da plataforma continental da região sueste” - PROPPEL (CNPq - 474165/2004-3) em 5 cruzeiros hidrográficos realizados em janeiro, março, abril e junho de 2006; e março de 2007. O navio utilizado foi o “*Solency Moura*”, do CEPESUL-IBAMA/SC, que navegou ao longo de uma radial perpendicular a linha de costa (orientação oeste-leste), posicionada em frente à praia de Armação (26 ° 45' S), no estado de Santa Catarina, entre as isóbatas de 20 m e 140 m; à exceção de março de 2007, quando foram coletadas amostras entre as isóbatas de 20 m e 100 m.

Com intuito de melhorar a resolução espacial nas amostragens hidrográficas nas regiões rasas da plataforma continental, entre as isóbatas de 20 m e 50 m foram definidas estações separadas a intervalos batimétrico de 5 m. Entre as isóbatas de 50 m e 100 m as estações foram separadas a intervalos batimétricos de 10 m. Para a amostragem das áreas profundas foram escolhidas as isóbatas de 120 m e 140 m. No total foram amostradas 14 estações hidrográficas numa radial de 147 km (~80 mn) (FIGURA 4). Em todos os cruzeiros oceanográficos foram visitadas as mesmas estações oceanográficas. A TABELA 2 demonstra o resumo da estratégia amostral adotada nesta dissertação.

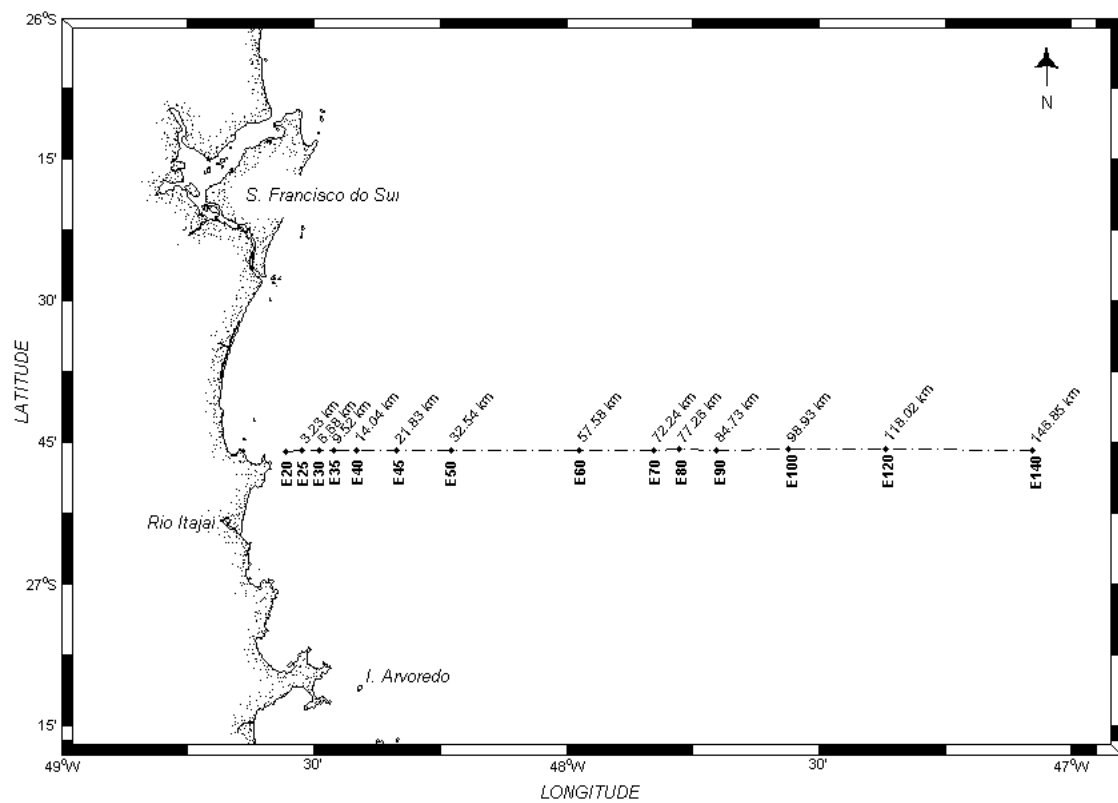


FIGURA 4 – Área de estudo – Transecto e estações hidrográficas do projeto PROPPEL. Na parte inferior da linha pontilhada estão demonstrados os nomes das estações hidrográficas identificadas pela profundidade. Na parte superior da linha pontilhada estão demonstradas as distâncias (km) das estações hidrográficas em relação à primeira estação (E20).  
FONTE: O autor

TABELA 2 – Estações oceanográficas utilizadas no Projeto PROPPEL

Estação Oceanográfica	<sup>1</sup> Latitude	<sup>1</sup> Longitude	Distância em relação a E20 (km)	<sup>2</sup> Período de coleta
E20	26,7669 °S	48,5564 °E	-	1, 2, 3, 4 e 5
E25	26,7655 °S	48,5239 °E	3,23	1, 2, 3, 4 e 5
E30	26,7656 °S	48,4891 °E	6,68	1, 2, 3, 4 e 5
E35	26,7651 °S	48,4605 °E	9,52	1, 2, 3, 4 e 5
E40	26,7649 °S	48,4149 °E	14,04	1, 2, 3, 4 e 5
E45	26,7651 °S	48,3364 °E	21,83	1, 2, 3, 4 e 5
E50	26,7650 °S	48,2284 °E	32,54	1, 2, 3, 4 e 5
E60	26,7640 °S	47,9760 °E	57,58	1, 2, 3, 4 e 5
E70	26,7647 °S	47,8283 °E	72,24	1, 2, 3, 4 e 5
E80	26,7635 °S	47,7777 °E	77,26	1, 2, 3, 4 e 5
E90	26,7642 °S	47,7024 °E	84,73	1, 2, 3, 4 e 5
E100	26,7630 °S	47,5593 °E	98,93	1, 2, 3, 4 e 5
E120	26,7626 °S	47,3669 °E	118,02	1,2,3 e 4
E140	26,7653 °S	47,0763 °E	146,85	1,2,3 e 4

1) Datum vertical WGS 84. 2) Os períodos de coleta foram: (1) 16-17/01/06; (2) 14-15/03/06; (3) 19-20/04/06; (4) 19-20/06/06; (5) 19/03/07. FONTE: O Autor

Em cada estação oceanográfica foram obtidos perfis verticais de temperatura, salinidade e densidade entre a superfície e o fundo. Contudo, por razões operacionais, em média os dados estiveram compreendidos entre -0,5 m da superfície até 1,5 m do fundo. O equipamento utilizado foi o correntômetro eletromagnético e CTD acoplado *S4P da InterOcean System*, funcionando a uma taxa de transmissão de 2 medidas a cada 1 segundo (1 Hz), sendo o valor registrado a média aritmética dos valores amostrados neste intervalo. Como a velocidade de subida do equipamento foi de aproximadamente  $0,25 \text{ ms}^{-1}$  ou menor, foram obtidos no mínimo 4 registros de todas as variáveis a cada 1 m de deslocamento ascendente do *S4P*. Para evitar os registros de valores expúrios ocasionados pela turbulência devido ao deslocamento descendente do equipamento, uma vez que os sensores estão dispostos na parte superior do *S4P*, somente os dados registrados na subida do equipamento foram utilizados neste trabalho. A profundidade local de cada estação foi recuperada do ecobatímetro do navio nos momentos das perfilagens.

A acurácia do equipamento foi assumida como sendo a aferida pelo fabricante, sendo de  $0,01 \text{ }^{\circ}\text{C}$  na temperatura e 0,001 na salinidade (InterOcean System, 1981). Não foi possível coletar amostras de água nos momentos das



perfilagens e, por conseguinte, construir uma curva de calibração para os dados hidrográficos amostrados pelo *S4P*. Cabe ressaltar que o equipamento foi calibrado em tanques de prova da *InterOcean System*, em San Diego na Califórnia (EUA), no início das atividades de coleta de dados.

### 3.1.2 Dados de vento

Os valores de vento da região foram obtidos da estação meteorológica mantida pela EPAGRI (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina S.A) localizada na Ilha do Arvoredo, ao sul da radial hidrográfica (FIGURA 4). Para este estudo foram utilizadas as médias vetoriais horárias da direção e intensidade do vento. A série temporal disponível compreendeu o período de 1 de janeiro a 20 de dezembro de 2006. Por motivos operacionais, os dados de direção e intensidades de ventos para o ano de 2007 não estiveram disponíveis para esta dissertação.

## 3.2 PROCESSAMENTO BÁSICO DOS DADOS

### 3.2.1 Dados hidrográficos

Após a obtenção dos perfis verticais em cada estação hidrográfica e em cada período analisado, cada perfil vertical passou por um procedimento para detecção e correção de valores discrepantes. Para a remoção dos *spikes*<sup>1</sup>, o procedimento consistiu na elaboração de gráficos individuais de temperatura,

---

<sup>1</sup> Termo em inglês utilizado para designar um ponto desenhado num gráfico (x,y), que apresenta valor muito diferente dos valores de seus vizinhos inferior e superior, não podendo ser atribuída a estas diferença as flutuações naturais probabilísticas da variável em questão, mas sim, a erros de medição.

salinidade e densidade ao longo da profundidade e análise visual do comportamento das variáveis.

Devido à irregularidade na velocidade de subida do equipamento, a obtenção dos dados em cada perfil vertical não foi igualmente espaçada na profundidade. Para minimizar o efeito da irregularidade das profundidades amostradas, após a remoção dos *spikes*, os perfis verticais foram submetidos ao processamento de binagem. A binagem consistiu na utilização de um operador linear de interpolação (triangulação) para dados espaçados a mais de 0,20 m de distância vertical entre vizinhos ( $\Delta z = 0,20$  m); e um operador de média em caixa para os dados que apresentaram mais de uma medida no intervalo  $\Delta z = 0,20$  m. Desta forma, após esta etapa de processamento, todos os dados apresentaram o mesmo espaçamento vertical em  $z = \text{profundidade (m)}$  em todos os períodos de coleta. A utilização de interpoladores sobre uma série de dados é importante quando não existe uma função que rege a distribuição da variável e precisa-se saber o valor desta numa área de interesse e que não apresenta os dados medidos (SMITH, 1997).

Existem muitas maneiras de interpolar dados, sendo que uma delas é linearmente. A interpolação linear considera que os valores intermediários entre dois pontos caem numa reta. De maneira geral, quanto maior o número de pontos disponíveis para a interpolação, menor é a distância entre os pontos e mais precisa será a interpolação linear (NEVES E PERTENCE, 1997). Como a taxa de aquisição dos dados na vertical foi alta, optou-se pela interpolação linear.

Para a extrapolação dos dados até a superfície e fundo foi utilizado um operador linear (triangulação) sobre os dados de temperatura e salinidade. De posse destes valores foram calculados os valores de densidade do mar entre a superfície e fundo utilizando a equação do Estado da Água do Mar à pressão atmosférica (UNESCO, 1981), a partir de rotinas computacionais implementadas por Morgan (1981).

O próximo passo após o processo de binagem, interpolação e extrapolação foi a execução da suavização dos perfis verticais com filtros de média móvel. Segundo Smith (1997), os filtros por média móveis são os melhores filtros quando existe o interesse em reduzir erros randômicos sem perder a forma do sinal, ou ainda, suavizar um sinal. A filtragem consiste em convoluir o sinal de entrada (perfis verticais) com uma função filtro adequada, resultando no sinal de saída (perfis

suavizados). O filtro utilizado foi do tipo Gaussiano simétrico com os pesos calculados pela função *Hanning* (equação 3), sendo:

$$y[i] = \frac{1}{M} \sum_{j=-(M-1)/2}^{(M-1)/2} hx[i+j], \quad (03)$$

Sendo  $x[ ]$  o sinal de entrada, e os valores dos perfis de temperatura, salinidade ou densidade;  $y[ ]$  o sinal de saída, o que corresponde aos valores filtrados;  $M$  o tamanho da janela e  $h$  os pesos calculados pela função *Hanning* (equação 3), sendo  $h$  obtido por (equação 4):

$$h(k) = 0,5 \left\{ 1 - \cos \left[ 2\pi \left( \frac{k}{M-1} \right) \right] \right\}, k = 1 \dots M \quad (04)$$

Interessante notar que a filtragem por média móvel implementada é uma função com formato Gaussiano, centrada no valor 1 e apresentando caudas à direita e à esquerda com valor zero (FIGURA 5, b).

A forma final da série suavizada depende do tamanho da janela utilizada, que por sua vez está relacionada com o tamanho e o espaçamento entre os vizinhos da série. De maneira geral, janelas pequenas não eliminam as flutuações de alta frequência, ao passo que, janelas grandes podem deformar a série original e modificar a interpretação oceanográfica do perfil (FIGURA 5).

Como um controle da qualidade dos dados suavizados, os dados brutos foram subtraídos das séries de dados suavizados, sendo o resultado denominado de série de resíduos. Séries de resíduos que apresentaram mais de 10% dos seus valores maiores ou iguais a  $|0,1|$  foram descartadas. A série escolhida foi aquela

que, de maneira geral, apresentou os menores valores de resíduos, preservou as feições oceanográficas e eliminou as altas frequências.

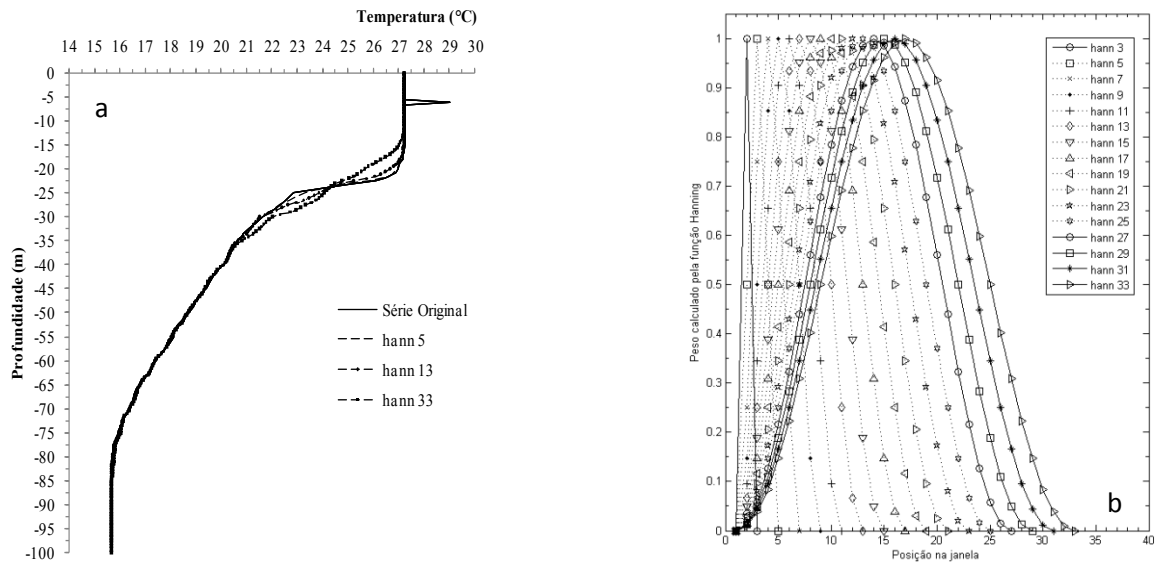


FIGURA 5— Quadro a esquerda, quadro a, representa um perfil de temperatura suavizado por diferentes tamanhos de janela *hanning*. Quadro a direita, quadro b, representa o formato das janelas *hanning* e seus pesos associados, de acordo com o seu tamanho.

FONTE: O autor.

### 3.2.3 Camada de mistura e termoclina

Diversos métodos podem ser encontrados na literatura para estimar a profundidade da camada de mistura (DLM) nos oceanos. Uma discussão a cerca destes métodos é encontrada no trabalho de KARA *et al.* (2000). De maneira geral, existem dois principais métodos para encontrar a DLM num perfil de densidade, um baseado no *critério de gradientes* e outro no *critério de diferenças*. O *critério de gradientes* (equação 5) é definido como a profundidade onde o gradiente excede um valor de referência, sendo para densidade:

$$(5)$$

$$\frac{\Delta_{\sigma_t}}{\Delta_z} = \left( \frac{\partial_{\sigma_t}}{\partial_z} \right)_c$$

Sendo  $\Delta_{\sigma_t}$ , a diferença da anomalia da densidade ( $\sigma_{t,s,0} - 1000$ ) sobre a distância vertical  $\Delta_z$ ; e  $\left( \partial_{\sigma_t} / \partial_z \right)_c$ , o critério de gradiente escolhido. O *critério de diferenças* (equação 6) é usualmente definido como a profundidade onde o valor da diferença entre a densidade superficial e a densidade nesta profundidade atinge um valor crítico pré-estabelecido, sendo para a densidade:

(06)

$$\sigma_t(z) - \sigma_t(0) = \left( \Delta_{\sigma_t} \right)_c$$

Sendo  $\sigma_t(0)$  o valor de densidade de referência tomado na superfície, e  $\left( \Delta_{\sigma_t} \right)_c$  o valor crítico adotado.

No presente estudo optou-se pelo método *critério de diferenças*. Como a camada de mistura deve ser entendida como uma camada homogênea também para as outras variáveis hidrográficas (EMERY e PICKARD, 1995), para a escolha do  $\left( \Delta_{\sigma_t} \right)_c$  foi efetuada uma extensa procura nos perfis verticais de densidade, visando estabelecer um valor de densidade na base da camada homogênea que correspondesse a um dado valor de  $\Delta T$  entre a superfície e a temperatura nesta profundidade. Assim, foi encontrado que o ótimo critério de MDL foi que  $\Delta\sigma$  não poderia ultrapassar  $0,0245 \text{ kg m}^{-3}$  para um  $\Delta T$  de  $0,56 \text{ }^\circ\text{C}$ .

A região da termoclina em cada perfil de temperatura foi delimitada onde os gradientes térmicos na vertical foram máximos. Os limites superiores e inferiores da termoclina foram extraídos diretamente dos gráficos da temperatura *versus* a profundidade. Considerando o comportamento linear da variação da temperatura com a profundidade na região da termoclina, o ajuste de uma reta pelo método dos

mínimos quadrados foi utilizado para estimar o gradiente térmico na região da termoclina, entre seu limite superior e inferior.

### 3.3 ANÁLISE DAS MASSAS DE ÁGUA

Os pares T-S amostrados no oceano e plotados sobre o diagrama T-S constituem o ponto de partida para a análise termohalina das massas de água (MIRANDA, 1987). Para a análise das massas de água foi utilizado o método clássico de análise T-S, o diagrama T-S, assumindo as proposições observadas por Miller (1950) quanto ao uso desta análise sobre a plataforma continental (Seção 1.4). Foram introduzidas ainda famílias de curvas paramétricas de anomalia da densidade ( $\sigma_{t,s,0} - 1000$ ) sobre o plano T-S. As linhas de mesma densidade, denominadas de isopicnais, são importantes, pois ajudam a revelar a estabilidade da coluna de água, indicando se as misturas entre as massas de água estão ocorrendo num mesmo horizonte isopicnal ou cruzando estes. Misturas isopicnais ocorrem sobre um mesmo horizonte isopicnal e evidenciam misturas laterais das massas de água. Misturas não isopicnais ocorrem cruzando os horizontes isopicnais e evidenciam misturas verticais entre as massas de água.

A escolha dos índices termohalinos utilizados para identificar e separar as diferentes massas de água ainda hoje apresenta discussões em relação aos valores a serem adotados. Sob a plataforma continental este problema é ainda maior, pois são freqüentes as misturas entre as massas de água e a interação oceano-atmosfera e, por isso, devem ser escolhidos valores regionais. Neste estudo, os índices termohalinos utilizados na identificação das massas de água ACAS e AT sobre o plano T-S foram baseados na literatura, principalmente nos trabalhos regionais de Miranda (1985) e Emílson (1961), e no trabalho de grande escala de Mamayev (1975) (TABELA 3). A AC apresentou características muito diferentes entre os períodos de coleta. Desta forma, foram identificadas como AC os pontos que estiveram na porção esquerda do diagrama T-S.

TABELA 3 – Intervalo dos índices termohalinos para ACAS e AT

Massa de água	Temperatura	Salinidade
ACAS	$10\text{ }^{\circ}\text{C} < T \leq 20\text{ }^{\circ}\text{C}$	$34,54 < S < 36$
AT	$T > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$	$S \geq 36$

FONTE: O Autor

O cálculo dos percentuais de massa de água num determinado par T-S coletado, foi baseado no método de mistura de 3 massas de água apresentado por Mamayev (1975), sendo os percentuais os valores da resolução do sistema de equações lineares (equação 07) abaixo:

(7)

$$m_1T_1 + m_2T_2 + m_3T_3 = T$$

$$m_1S_1 + m_2S_2 + m_3S_3 = S$$

$$m_1 + m_2 + m_3 = 1$$

Sendo  $m_1$ ,  $m_2$  e  $m_3$  os percentuais das massas de água envolvidas na mistura do par T-S, as quais se deseja calcular, sendo para a área de estudo a AC, AT e ACAS. Os valores  $T_1$ ,  $T_2$  e  $T_3$  são os índices térmicos das massas de água AC, AT e ACAS, respectivamente (TABELA 4). Os valores  $S_1$ ,  $S_2$  e  $S_3$  são os índices halinos das massas de água AC, AT e ACAS, respectivamente (TABELA 4). Os valores  $T$  e  $S$  são as observações de temperatura e salinidade *in situ*.

Para os valores  $T_i$  e  $S_i$ , sendo  $i=[1,2,3]$  representando os índices termohalinos das massas de água, foram utilizados os pontos extremos do diagrama T-S considerando todos os pares T-S amostrados nos cinco cruzeiros oceanográficos. Para a AC foi adotado um índice termohalino para cada cruzeiro, devido à grande variabilidade no conteúdo de sal e calor que esta massa de água apresentou entre um período e outro, provavelmente em virtude das características

dos aportes continentais, condições sazonais atmosféricas e circulação oceânica das regiões adjacentes nos períodos dos cruzeiros.

Os índices termohalinos utilizados na análise das massas de água de Mamayev (1975) são apresentados na TABELA 4.

TABELA 4 – Índices termohalinos das massas de água, calculados com base em todos os pares T-S dos cinco cruzeiros oceanográficos realizados, utilizados nos cálculos dos percentuais de massa de água pelo método e MAMAYEV (1975).

Massa de água	Ano de 2006				Ano de 2007
	Fevereiro	Março	Abril	Junho	Março
AC	28,44 °C / 32,84	28,21 °C / 34,35	24,18 °C / 35,35	20,11 °C / 33,94	28,41 °C / 33,78
AT	26,06 °C / 37,6	26,06 °C / 37,6	26,06 °C / 37,6	26,06 °C / 37,6	26,06 °C / 37,6
ACAS	13,09 °C / 35,35	13,09 °C / 35,35	13,09 °C / 35,35	13,09 °C / 35,35	13,09 °C / 35,35

FONTE: O Autor

Analiticamente o sistema de equações lineares (equação 07) foi resolvido pelo método LU (Abreviação do Inglês *Lower Triangular –L;* e *Upper Triangular –U*) uma variação do método de Gauss, proveniente da álgebra linear. O método de fatoração LU é essencialmente o produto de duas matrizes triangulares para representar a matriz original  $A$ , sendo uma matriz triangular inferior ( $L$ ) e a outra uma matriz triangular superior ( $U$ ). Este procedimento permite resolver o sistema de equações lineares da forma  $Ax=b$  no computador pela substituição  $U(Lx)=b$  ou  $L(Ux)=b$ .

Sendo  $U$  uma matrix triangular superior com todos os elementos diagonais diferentes de zero, o sistema linear  $Ux=b$  pode ser resolvido sem transformar a sua matriz aumentada  $[U \mid b]$  na forma escada reduzida por linhas. Sendo a matriz aumentada deste sistema (matriz 1):

(1)

$$\left[ \begin{array}{cccc|c} u_{11} & u_{12} & u_{13} & \dots & u_{1n} & b_1 \\ 0 & u_{22} & u_{23} & \dots & u_{2n} & b_2 \\ 0 & 0 & u_{33} & \dots & u_{3n} & b_3 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & u_{nn} & b_n \end{array} \right],$$



A solução da matriz  $[U | \mathbf{b}]$  foi obtida pelo algoritmo abaixo (equação 7,8 e 9) de acordo com Kolman (1996), sendo apenas a substituição, de baixo para cima, (*Upper*) do método de Gauss.

(7)

$$x_n = \frac{b_n}{u_{nn}}$$

(8)

$$x_{n-1} = \frac{-b_{n-1} - u_{n-1n}x_n}{u_{n-1n-1}}$$

(9)

$$x_j = \frac{b_j - \sum_{k=n}^{j-1} u_{jk}x_k}{u_{jj}}, \text{ onde } j = n, n-1, \dots, 2, 1.$$

De maneira análoga, a matriz triangular inferior  $Lx=b$  foi resolvida por substituição, entretanto de cima para baixo, sendo sua matriz aumentada  $[L | \mathbf{b}]$  (matriz 2):

(2)

$$\left[ \begin{array}{ccccc|c} l_{11} & 0 & 0 & \dots & 0 & b_1 \\ l_{21} & l_{22} & 0 & \dots & 0 & b_2 \\ l_{31} & l_{32} & l_{33} & \dots & 0 & b_3 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ l_{n1} & l_{n2} & l_{n3} & \dots & l_{nn} & b_n \end{array} \right]$$

A solução da matriz  $[L | \mathbf{b}]$  foi obtida pelo algoritmo abaixo, de acordo com Kolman (1996) (equações 10, 11 e 12).

(10)

$$x_1 = \frac{b_1}{l_{11}} \quad (11)$$

$$x_2 = \frac{b_2 - l_{21} x_1}{l_{22}} \quad (12)$$

$$x_j = \frac{b_j - \sum_{k=1}^{j-1} l_{jk} x_k}{u_{jj}}, \text{ onde } j = 2, \dots, n.$$

As matrizes dos coeficientes  $U$  e  $L$  foram obtidas dos dados originais a partir da função LU do Matlab® 7.

Em adição ao clássico diagrama T-S, nesta dissertação foi utilizada uma adaptação do método de diagrama T-S estatístico volumétrico (T-S-v), introduzido por COCHRANE (1958), MONTGOMERY (1958) e POLLAK (1958). O método original foi utilizado por Miranda e Castro (1979) para estudar as águas da região da plataforma do Rio Grande do Sul. O diagrama T-S-v, denominado neste trabalho como diagrama T-S-estatístico (T-S-e), foi elaborado a partir das séries interpoladas e suavizadas de temperatura e salinidade da superfície até a máxima profundidade amostrada. A adaptação do método T-S-v ocorreu quando, ao invés de estimar os volumes das massas de água, o diagrama T-S-e foi utilizado para estimar as áreas das massas de água AT e ACAS e observar a distribuição de freqüência das variáveis temperatura e salinidade. Uma característica a respeito deste método é que ele foi introduzido no meio científico simultaneamente pelos 3 pesquisadores citados acima, num mesmo volume de uma revista científica.

Na confecção do diagrama T-S-e pressupõem-se o conhecimento da área total da região de interesse. A área submersa da radial realizada neste trabalho foi estimada traçando a curva da profundidade de cada estação oceanográfica, medida pelo ecobatímetro, contra a distância longitudinal percorrida pelo navio. A área do trapézio formado pelos vértices das profundidades entre vizinhos na distância longitudinal e desta distância ao nível do mar representaram a área média representativa para cada perfilagem ( $\bar{A}_p$ ). A soma de todas as  $\bar{A}_p$  é a área total da radial ( $\bar{A}_T$ ). Levando-se em consideração a distribuição quase que uniforme entre

pontos dos pares T-S após o procedimento de interpolação na vertical (0,2 m) e horizontal (2500 m), foi possível determinar a área representativa para cada par T-S, dividindo a área total do perfil pelo número de pares T-S ( $\bar{A}_{ts}$ ).

Assim como efetuado por Miranda e Castro (1979), a amplitude de variação da temperatura e da salinidade das águas da região em estudo foi dividida em classes, a intervalos de  $\Delta T = 0,5^\circ\text{C}$  e  $\Delta S = 0,25$ ; respectivamente. Estas classes fazem parte de um diagrama T-S, com T no eixo das ordenadas e S no eixo das abscissas. Os valores dos pares T-S interpolados ( $V_{i,j}$ ) foram transcritos diretamente sobre o diagrama T-S dentro da classe correspondente, como uma somatória de ocorrência. A área de uma massa de água foi calculada pela somatória das classes especificadas que se enquadraram nos intervalos termohalinos demonstrados na TABELA 4, multiplicada pela área correspondente de cada observação. Por exemplo, se considerarmos a ACAS como sendo os pares T-S que apresentam temperaturas menores do que  $20^\circ\text{C}$ , a sua área pode ser estimada a partir da soma de todas as ocorrências  $V_{i,j}$  menores do que este valor multiplicada pela  $\bar{A}_{ts}$ . Esquemáticamente este procedimento pode ser visto na FIGURA 6.

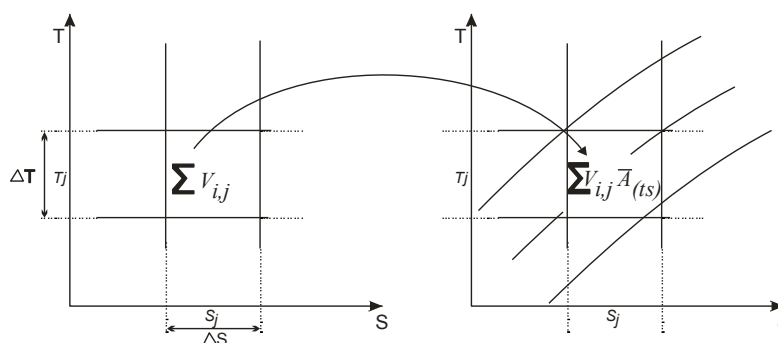


FIGURA 6 – Diagrama esquemático para a construção do diagrama T-S estatístico.  
FONTE: Adaptado de Miranda e Castro, (1979).

Além de estimar a área total da radial, foi possível estimar a área de cada massa de água. Os pares T-S que apresentaram porcentagem de mistura de 50% de uma mesma massa de água, foram agrupados e desenhados sobre o eixo coordenado (x-y). A partir da distribuição dos pontos agrupados no espaço x-z, foi traçado uma linha envoltória a este conjunto de pontos pelo método de triangulação

de *Delaunay*. A partir das posições (x,y) da linha envoltória, foi possível extrair a área da figura formada pelo método de integração trapezoidal. Este procedimento foi repetido para cada massa de água, em cada período de coleta.

### 3.2.3 Estatística Descritiva das Massas de Água

Para cada cruzeiro oceanográfico foram agrupadas as amostras de temperatura, salinidade e densidade que apresentaram o percentual de mistura de no mínimo 50 % de uma só massa de água calculada pelo método de MAMAYEV (1975). Destes conjuntos de dados agrupados foram extraídas as estatísticas descritivas de tendência central, dispersão e ordem, sendo a média, desvio padrão, mínimos e máximos, respectivamente.

## 4 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Nesta seção são apresentados os resultados obtidos no subprojeto do PROPEL. Primeiro serão apresentados os padrões hidrográficos da região, sem levar em conta a classificação das massas de água. Num segundo instante, são apresentadas as massas de águas da região e logo após, a distribuição e características termohalinas destas massas de água identificadas.

### 4.1 ESTRUTURA TERMOHALINA E VENTOS

#### 4.1.2 Cruzeiro de janeiro de 2006 – Verão

De maneira geral, os ventos foram predominantemente de NE durante os 10 dias que antecederam o cruzeiro oceanográfico de janeiro de 2006, sendo a velocidade média igual a  $5,8 \text{ m s}^{-1}$ . Somente no dia 14, os ventos de NE foram episodicamente interrompidos por ventos provenientes de S (FIGURA 7). Nos dias do cruzeiro os ventos de NE se intensificaram e perduraram para todo o período. A partir do dia 17, a passagem de uma frente fria na região de estudo rotacionou os ventos de NE para SO e intensificou a velocidade dos ventos (máximo de  $14,3 \text{ m s}^{-1}$ ).

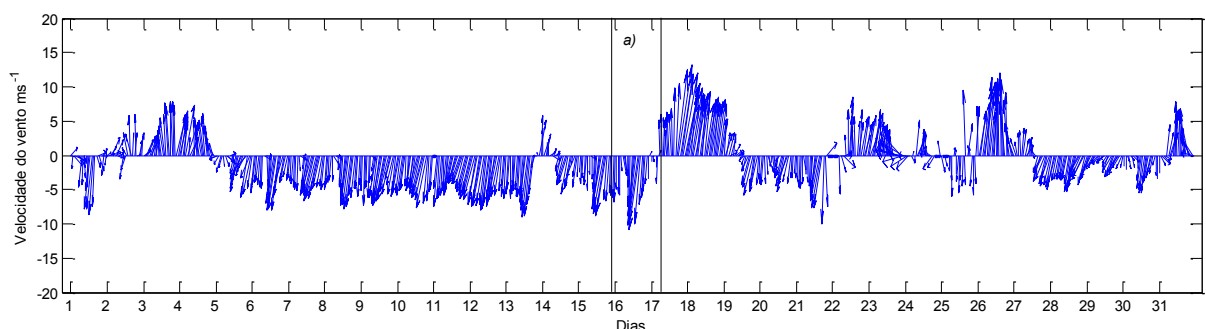


FIGURA 7 – Velocidade e direção dos ventos para o mês de janeiro de 2006. As linhas verticais demarcam o período do cruzeiro oceanográfico (a). Os dados são

provenientes da estação meteorológica da EPAGRI na Ilha do Arvoredo-SC ( $\sim 27,3^{\circ}\text{S}$ ).

A FIGURA 8 demonstra a estrutura hidrográfica da radial para as variáveis temperatura, salinidade e densidade. Para a variação espacial vertical da temperatura da água foi observado que, no período de verão, a camada superficial mostrou-se bastante homogênea, ocorrendo gradientes verticais de no máximo  $0,02^{\circ}\text{C m}^{-1}$  na camada de mistura. A camada de mistura localizou-se entre 0 e 6 metros de profundidade entre as isóbatas de 20 e 35 metros, com valor médio de  $28,13^{\circ}\text{C}$  (TABELA 5).

Nas regiões superficiais ao largo, a camada de mistura esteve entre 8 a 18 metros de profundidade, com valor médio de  $27,45^{\circ}\text{C}$  (TABELA 5). Este padrão de distribuição térmico horizontal pode ser observado na FIGURA 8a, onde as isotermas próximas a superfície estão dispostas em forma de lentes e sem a presença de estruturas térmicas em forma de cunha. O gradiente horizontal térmico entre as isóbatas de 20 e 140 metros, na camada de mistura, foi de  $-0,015^{\circ}\text{C km}^{-1}$ .

A presença de um núcleo de água relativamente mais fria do que a água circundante no fundo (menor do que  $20^{\circ}\text{C}$ ), ocupando grande parte da coluna de água, foi a responsável pelo estabelecimento do limite inferior da termoclina sazonal em todo o transecto. Este núcleo de fundo sustentou um gradiente térmico máximo de  $-1,17^{\circ}\text{C m}^{-1}$  na região da termoclina na isóbata de 20 m. De maneira geral, foi observada uma diminuição do gradiente térmico ao longo da termoclina ( $1,17 - 0,12^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ) e aumento do tamanho da própria termoclina entre as estações próximas a costa e ao largo (E20-E140), à exceção da isóbata de 80 metros (TABELA 5).

Entre as isóbatas de 70 metros e 100 metros, observou-se o adensamento das isotermas em torno de 20 metros de profundidade. O adensamento das isotermas esteve associado à elevação na coluna de água das águas mais frias de fundo em resposta à topografia do perfil. Esta aproximação das isotermas provocou o aumento do gradiente vertical de temperatura na termoclina, particularmente na isóbata de 80 m, sendo de  $0,62^{\circ}\text{C m}^{-1}$ .

De forma geral, acima da profundidade de 10 metros, principalmente próximo a linha de costa e associados aos mais altos valores de temperatura da água ( $28^{\circ}\text{C}$ ), foram observados os mais baixos valores de salinidade (33,2– 34) e de densidade da água. Este padrão indicou uma diluição da água do mar por águas de origem continental possivelmente

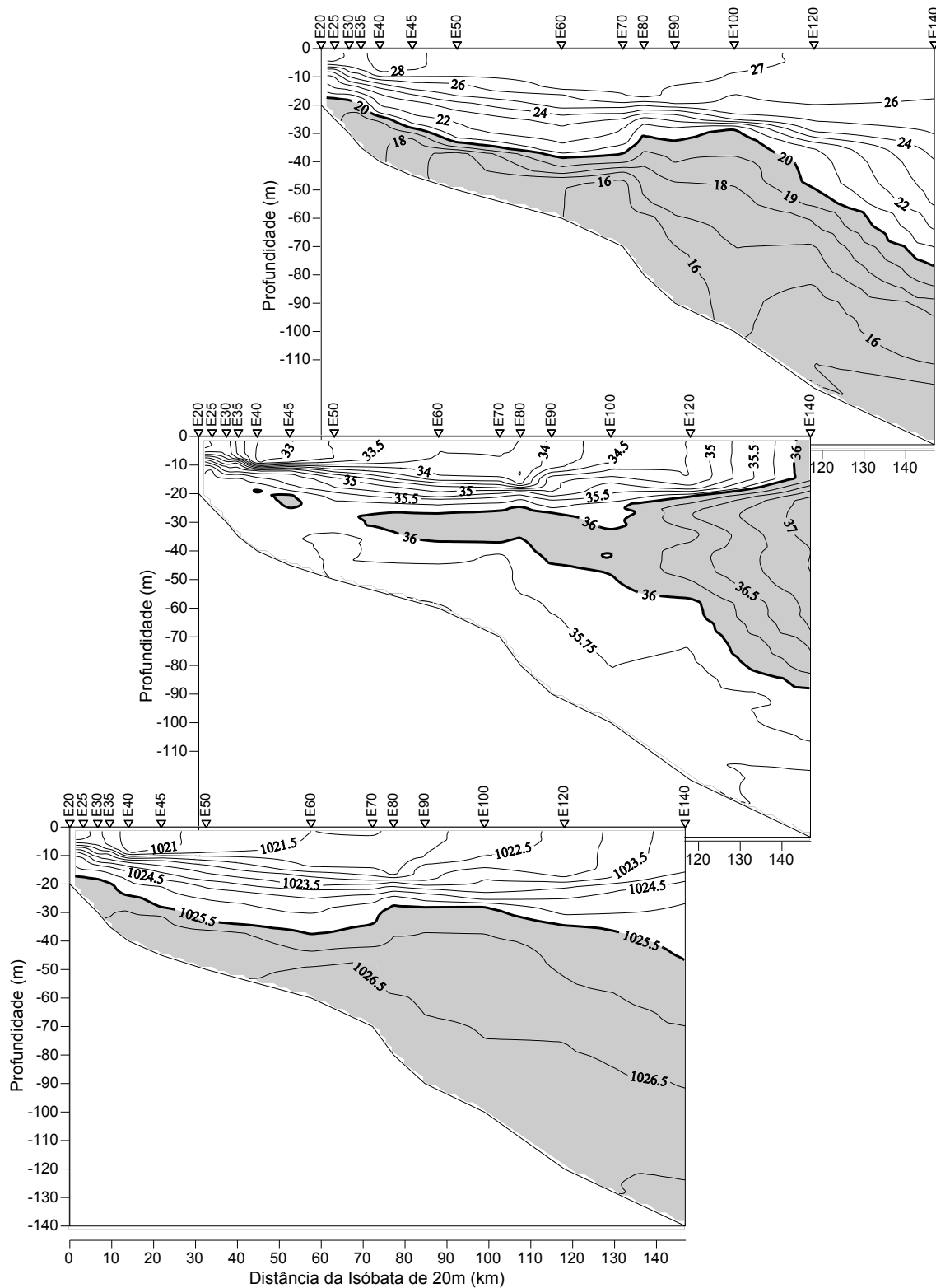


FIGURA 8 – Isolinhas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade e densidade ( $\text{kg m}^{-3}$ ), para a área de estudo no mês de janeiro de 2006. Os triângulos na parte superior dos gráficos de isoplefas apontam as posições das estações hidrográficas e as suas isóbatas. As variações nas isolinhas nos gráficos são de  $1^{\circ}\text{C}$ ;  $0,25$ ; e  $0,5 \text{ kg m}^{-3}$ , para a temperatura, salinidade e densidade, respectivamente.

de origem local. Além da diluição da água do mar, a entrada de água doce continental no sistema fornece estabilidade à coluna de água. Esta estabilidade dificulta os processos de mistura turbulenta, pois força o empilhamento de camadas menos densas sob camadas de águas mais densas, aumentando o gradiente vertical halino (THORPE, 2005).

O gradiente horizontal halino na camada de mistura indicou um aumento da salinidade entre as estações costeiras e ao largo, sendo este gradiente de 0,017 por km. Um núcleo de alta salinidade (36,5 a 37) foi verificado na região ao largo da área de estudo, localizado em subsuperfície, entre 20 m e 70 m, da isóbata de 60 m até a isóbata de 140 m. Este núcleo salino foi o responsável pelo estabelecimento do limite superior da haloclina.

TABELA 5 – Valores descritivos para a camada de mistura e termoclina no mês de janeiro de 2006.

Estação	Camada de mistura				Termoclina						
	Espessura	Temp.	Sal.	Dens.	Início	Fim	Comp.	Min.	Max.	Média	Grad.
E20	4	28,58	33,63	21,185	4	8,5	4,5	23,34	28,59	26,06	1,167
E25	4.5	28,32	33,78	21,383	5	10	5	22,69	27,74	25,10	1,010
E30	4.5	27,77	33,92	21,668	7	16	9	20,97	27,21	23,95	0,693
E35	6	27,85	33,40	21,257	6,5	21	14,5	19,49	27,47	23,29	0,550
E40	8.5	28,22	32,96	20,809	9,5	26	16,5	18,89	27,64	22,82	0,530
E45	8.5	28,07	32,98	20,871	8	30,5	22,5	18,43	27,92	23,26	0,422
E50	8.5	27,80	33,27	21,182	8	32,5	24,5	16,82	27,76	23,86	0,447
E60	13	27,67	33,81	21,632	13,5	45,5	32	16,91	27,27	22,62	0,324
E70	10	27,57	33,69	21,570	17,5	46	28,5	16,10	26,78	21,39	0,375
E80	16.5	27,50	33,77	21,672	16,5	26,5	10	21,08	27,29	24,08	0,621
E90	12	27,39	34,09	21,935	19	34	15	19,61	26,42	22,11	0,454
E100	10.5	27,20	34,44	22,255	21,5	32,5	11	19,16	25,54	22,02	0,580
E120	18	26,73	34,78	22,684	19	35	16	21,09	26,28	24,24	0,324
E140	18	26,32	36,20	23,884	16	121	105	14,47	26,27	20,79	0,112

Espessura (m); Temp/Sal/Dens= Temperatura (°C), salinidade e densidade ( $\text{kg m}^{-3}$ ) média; Min/Max/Média=valor da temperatura (°C) mínimo, máximo e média observada; Grad=Gradiente térmico ao longo da termoclina ( $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ).

FONTE: O Autor.



#### 4.1.3 Cruzeiro de março de 2006 – Verão/Outono

Para os 10 dias anteriores ao cruzeiro os ventos apresentaram intensa variabilidade na sua direção e intensidade (FIGURA 9). No início deste período prevaleceram os ventos de NE, que persistiram até a metade do dia 4. A partir desta data, ocorreu o relaxamento dos ventos de NE ocasionado pela aproximação de uma frente fria. Apesar da série temporal estar interrompida entre os dias 6 e a metade do dia 7, observou-se a instalação de um sistema de ventos sul no início do dia 5. A partir da metade do dia 7, os ventos prevaescentes foram os provenientes de NE. Este quadro se estendeu até o final do dia 9 quando ocorreu a mudança da direção dos ventos para S. Entre os dias 10 e 12, foram registrados ventos intensos e predominantemente de S, apresentando velocidades máximas de até  $14 \text{ m s}^{-1}$ . Dois dias antes do cruzeiro oceanográfico, a frente fria que atuava na região se afastou, ocasionando o relaxamento dos ventos de sul. Neste período se instalou uma situação de ventos fracos (máximo de  $5 \text{ m s}^{-1}$ ) com direção predominantemente de NE e aproximadamente L. O cruzeiro teve início com regime de ventos pouco intensos e provenientes de NE e L. Ao término do primeiro dia ocorreu a intensificação dos ventos de NE que perduraram até o dia 21.

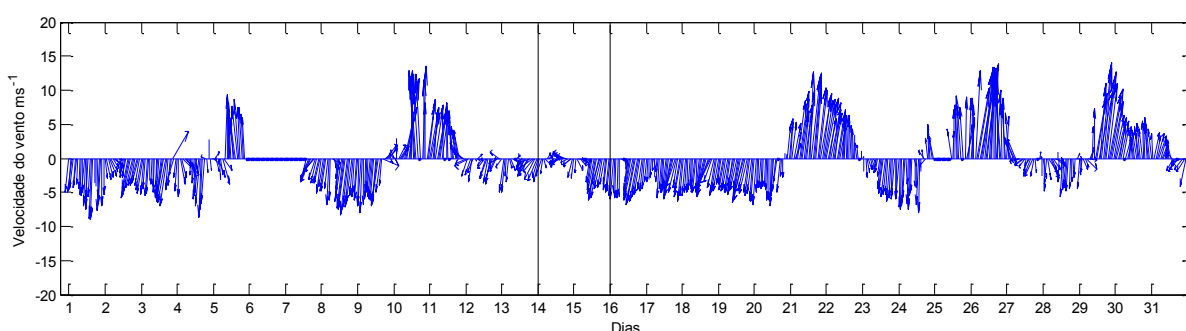


FIGURA 9 – Velocidade e direção dos ventos para o mês de março de 2006. As linhas verticais demarcam o período do cruzeiro oceanográfico. Os dados são provenientes da estação meteorológica da EPAGRI na Ilha do Arvoredo-SC ( $\sim 27,3^{\circ}\text{S}$ ).

A FIGURA 10 apresenta a estrutura hidrográfica da radial para as variáveis temperatura, salinidade e densidade. Para a amostragem hidrográfica de final de

verão, foi observado que a camada superficial em todo o perfil esteve termicamente bastante homogênea. A profundidade da camada de mistura variou entre 5,5 m (E20) e 20 m (E140) metros, com temperatura média de 27,01 °C (TABELA 6). Contudo, pôde-se considerar que a coluna de água esteve verticalmente homogênea nas regiões mais rasas, entre as isóbatas de 20 e 45 metros, com alguma diferença térmica entre a superfície e o fundo (27,5°C superfície e 26,5 °C fundo). Próximo ao fundo, a partir da isóbata de 70 metros até a isóbata de 140 metros, observou-se as mais baixas temperaturas da água (14,5 °C).

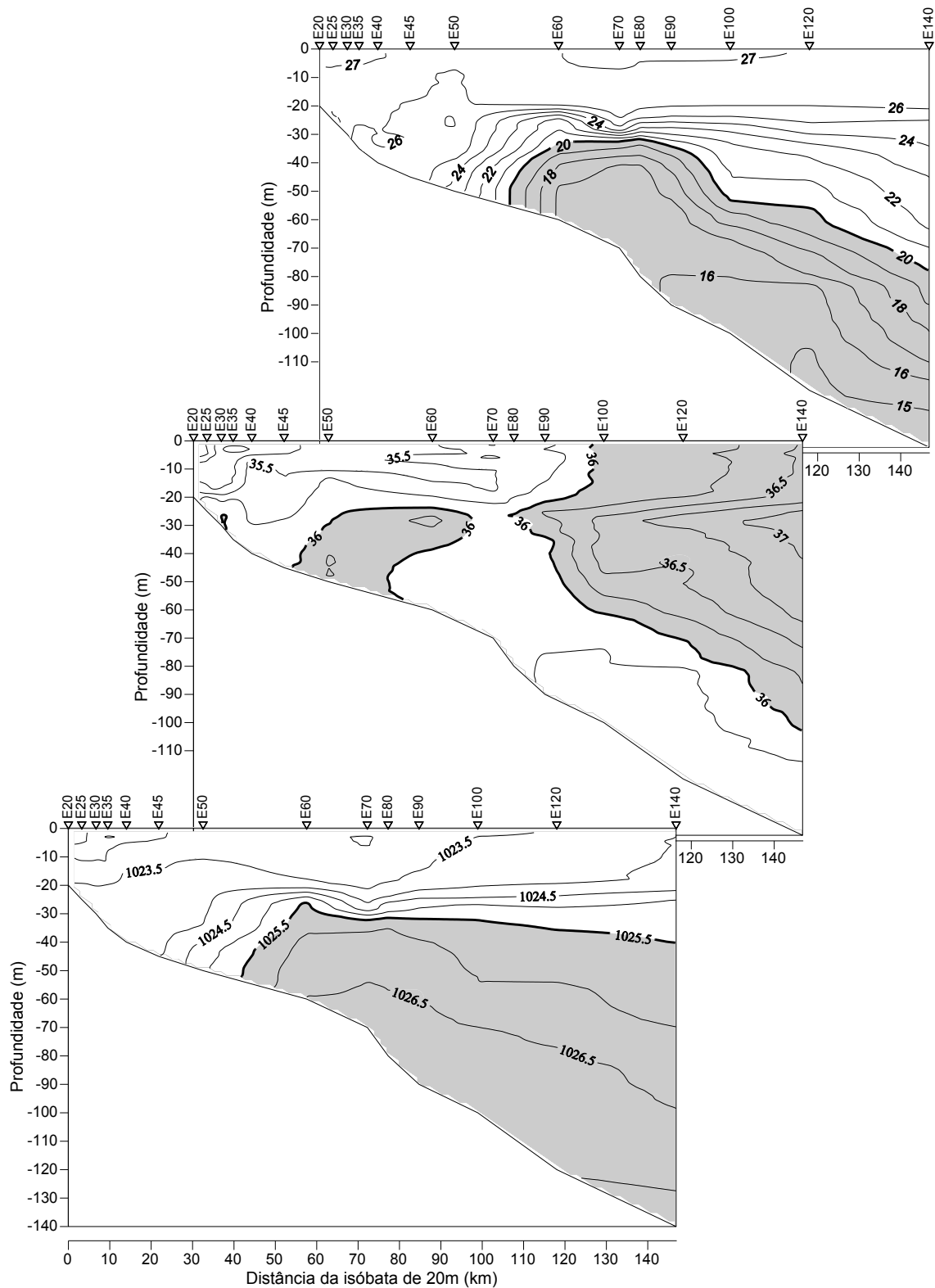


FIGURA 10 – Isolinhas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade e densidade ( $\text{kg.m}^{-3}$ ), para a área de estudo no mês de março de 2006. Os triângulos na parte superior dos gráficos de isoplefas apontam as posições das estações hidrográficas e as suas isóbatas. As variações nas isolinhas nos gráficos são de  $1^{\circ}\text{C}$ ;  $0,25$ ; e  $0,5 \text{ kg.m}^{-3}$ , para a temperatura, salinidade e densidade, respectivamente.

Assim como evidenciado nos dados da campanha de janeiro de 2007; entre as isóbatas de 60 metros e a região ao largo, o núcleo de água fria do fundo (temperaturas menores do que 20 °C) interagiu com as camadas superficiais mais quentes, fazendo com que as isotermas se aproximassem umas das outras. Esta aproximação das isotermas diminuiu a extensão da termoclina nesta região, além de criar fortes gradientes térmicos verticais, que atingiram cerca de  $-0,53\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ . A 140 km da isóbata de 20 metros, este gradiente diminuiu para cerca de  $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$  na região da termoclina.

Na superfície (0 a 15 metros) e próximo a região costeira (E20 até E30) foram encontrados os menores valores de salinidade (34,4 a 35,1) e densidade. Entretanto, estes foram maiores do que os valores observados na campanha de coleta de dados de janeiro de 2007 (33,2). Este fato pode estar relacionado com a variabilidade sazonal da descarga de água doce proveniente da drenagem continental, que no verão atinge seu máximo, ocasionado pelo aumento do volume médio mensal de chuva.

Na região próxima à isóbata de 140 metros, um grande núcleo de água mais salgada (37,1 a 36,9 ) foi observado, se estendendo até a região entre as isóbatas de 100 e 90 metros. Levando em consideração o padrão espacial da distribuição da isohalina de 36, nota-se que o núcleo salino esteve localizado entre as águas costeiras menos salinas e o núcleo de fundo com baixas temperaturas. No fundo e entre as isóbatas de 60 e 140 metros, foi observado um núcleo de água com salinidade homogênea (35,8 a 35,9) associado aos menores valores de temperatura da água. O limite superior deste núcleo alcançou 30 metros na isóbata de 70 metros.

Assim com constatado no período anterior, foi observado um aumento da extensão da termoclina entre as estações costeiras e ao largo (TABELA 6). Contudo, para as regiões costeiras a termoclina esteve bastante enfraquecida e não muito evidente, sendo de 0,2 a  $0,123\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ , entre E20 e E40, respectivamente. Este fato está relacionado com o afastamento do núcleo de fundo com baixas temperaturas para próximo da isóbata de 60 m. A partir desta região, foi observado uma termoclina bastante desenvolvida com gradientes térmicos máximos em cerca de  $-0,53\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$  e  $-0,42\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$  nas isóbatas de 60 m e 70 m, respectivamente.

TABELA 6– Valores descritivos para a camada de mistura e termoclina no mês de março de 2006.

Estação	Camada de mistura				Termoclina						
	Comp.	Temp.	Sal.	Dens.	Início	Fim	Comp.	Min.	Max.	Média	Grad.
E20	5,5	27,47	34,53	22,220	5,5	8,5	3	26,61	27,21	26,86	0,200
E25	5	27,62	34,78	22,370	18,5	20,5	2	25,99	26,70	26,37	0,355
E30	6,5	27,25	35,19	22,800	17,5	24,5	7	26,04	26,68	26,34	0,091
E35	15	26,93	35,20	22,920	17,5	21,5	4	26,19	26,58	26,38	0,097
E40	6	27,00	35,21	22,890	6	10	4	26,12	26,61	26,37	0,123
E45	5,5	26,69	35,19	22,970	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E50	36	26,00	35,76	23,680	36,5	43	6,5	24,14	25,66	24,81	0,234
E60	15	26,75	35,48	23,190	19,5	39	19,5	18,34	26,19	21,19	0,403
E70	6,5	27,51	35,65	23,060	24	41,5	17,5	16,81	26,16	20,97	0,534
E80	6,5	27,05	35,55	23,130	19	42	23	16,77	26,41	21,37	0,419
E90	5	27,25	35,67	23,150	19,5	42	22,5	18,15	26,18	21,83	0,357
E100	3	27,36	36,07	23,410	18,5	71	52,5	16,41	26,26	20,93	0,188
E120	18	26,61	36,08	23,700	18	83,5	65,5	15,76	26,47	20,85	0,164
E140	20	26,61	36,55	24,060	18,5	128,5	110	14,93	26,53	20,48	0,105

Espessura (m); Temp/Sal/Dens= Temperatura (°C), salinidade (‰) e densidade ( $\text{kg m}^{-3}$ ) média; Min/Max/Media=valor da temperatura (°C) mínimo, máximo e média observada; Grad=Gradiente térmico ao longo da termoclina ( $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ); NO = Não observado.

FONTE: O Autor.

#### 4.1.4 Cruzeiro de abril de 2006 – Outono

Para o padrão de ventos em abril de 2006, foi observado que entre os dias 12 e 17 os ventos foram pouco intensos ( $> 4 \text{ m s}^{-1}$ ) e as direções variaram entre os quadrantes NO, NE e SE (FIGURA 11). Entretanto, a partir da metade do dia 16 até o primeiro dia do cruzeiro (dia 19), um forte sistema frontal de baixa pressão atuou na região apresentando ventos intensos ( $> 14,6 \text{ m s}^{-1}$ ) e predominantemente de SO e S. No primeiro dia do cruzeiro, os ventos de SO e S perderam intensidade, mas continuaram acima dos  $6 \text{ ms}^{-1}$ . A partir do dia 20 foram observados ventos intermitentes entre os quadrantes NO, NE e SE, com velocidade média de  $3 \text{ m s}^{-1}$ , considerada baixa.

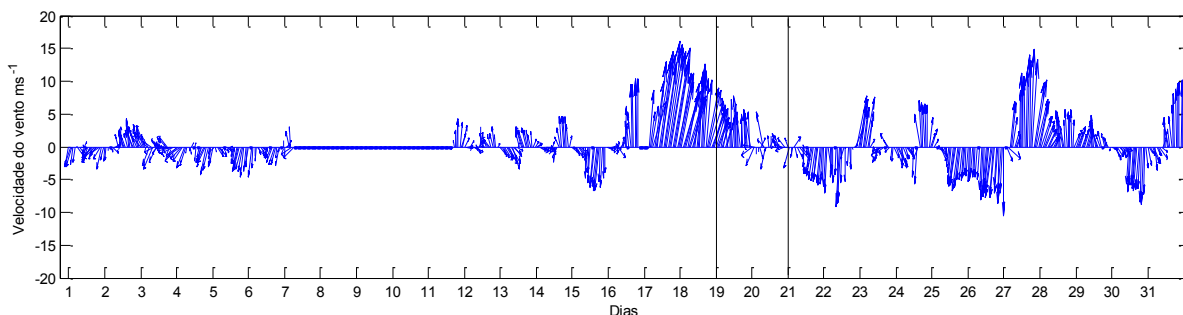


FIGURA 11 – Velocidade e direção dos ventos para o mês de abril de 2006. As linhas verticais demarcam o período do cruzeiro oceanográfico. Os dados são provenientes da estação meteorológica da EPAGRI na Ilha do Arvoredo-SC (lat).

A FIGURA 12 apresenta a estrutura hidrográfica da radial para as variáveis temperatura, salinidade e densidade. Para o período de abril, a distribuição da temperatura da água foi drasticamente diferente das distribuições observadas nos períodos de janeiro e março de 2007, principalmente na região costeira. Entre as isóbatas de 20 a 60 metros a coluna de água esteve totalmente homogênea, com temperatura de 24 °C. Na isóbata de 70 metros a diferença entre superfície e fundo foi de apenas 1 grau. Esta distribuição térmica foi diferente do padrão de estratificação térmica vertical observado nos outros períodos amostrados, onde camadas mais quentes se sobrepuseram sobre camadas de águas mais frias. Nota-se também que o gradiente térmico horizontal da superfície da água sofreu uma inversão. Neste período as regiões ao largo apresentaram temperaturas ligeiramente mais quentes (24°C) quando comparados às regiões mais costeiras (25°C), sendo esta diferença de 1 °C.

Como demonstrado na FIGURA 11, um forte sistema frontal de baixa pressão, associado a ventos de SO e S, atuou na região entre os dias 16 e 20, com ventos acima de  $14 \text{ m s}^{-1}$ . Como demonstrado, a distribuição das isotermas ao longo do perfil sugere que este sistema frontal foi suficientemente forte para gerar a homogeneização da coluna de água, a partir de processos turbulentos de trocas de propriedades entre superfície e fundo, principalmente nas regiões costeiras de até 60 metros.

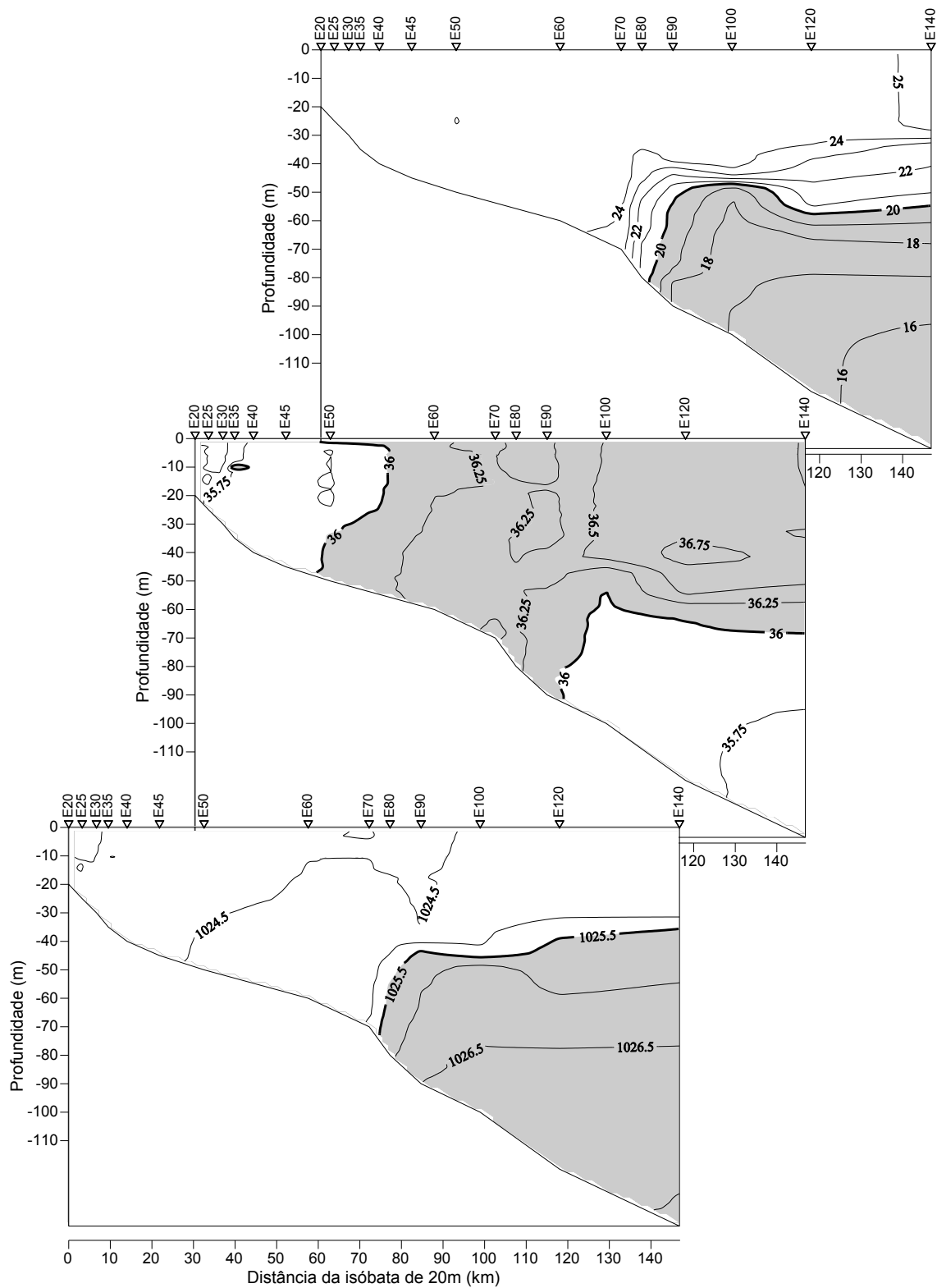


FIGURA 12 – Isolinhas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade e densidade ( $\text{kg.m}^{-3}$ ), para a área de estudo no mês de abril de 2006. Os triângulos na parte superior dos gráficos de isopletas apontam as posições das estações hidrográficas e as suas isóbatas. As variações nas isolinhas nos gráficos são de  $1^{\circ}\text{C}$ ;  $0,25$ ; e  $0,5 \text{ kg.m}^{-3}$ , para a temperatura, salinidade e densidade, respectivamente.

A camada de mistura apresentou espessura de aproximadamente 50 metros a partir da isóbata de 70 metros (TABELA 7). O núcleo de água fria de fundo, que nas campanhas de janeiro e março de 2006 esteve presente a partir da isóbata de 20 e a aproximadamente 60 metros, respectivamente; em abril este núcleo de água fria recuou e esteve presente a partir da isóbata de 80 metros até ao largo. A partir da isóbata de 80, notou-se o aparecimento da termoclina, que foi mais evidente na isóbata de 100 metros, com gradiente térmico de  $-0,56\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ . Este valor foi provocado pela aproximação das isotermas umas das outras.

As mais altas temperaturas, cerca de  $25^{\circ}\text{C}$ , foram observadas na região da isóbata de 140 metros, na forma de um núcleo superficial até a profundidade de 20 metros.

De forma geral, as isohalinas também apresentaram uma configuração distinta quando comparadas às isohalinas apresentadas nos períodos anteriores. Nas campanhas de janeiro e março de 2007, a configuração abaixo da camada de mistura foi principalmente horizontal, demonstrando uma estratificação vertical halina na coluna de água. Contudo, acima da camada de mistura, a configuração das isohalinas foi preferencialmente vertical, demonstrando, como já mencionado, um gradiente horizontal na superfície da água. Para o período de abril de 2007, entretanto, a configuração das isohalinas em toda a coluna de água foi preferencialmente vertical até a isóbata de 100 metros. Este padrão de distribuição halino sugere uma homogenização vertical halina ao longo da coluna de água, com um gradiente halino horizontal orientado da região costeira em direção ao largo.

Entre as isóbatas de 100 e 140 metros a coluna de água apresentou um grande núcleo halino, de 36,5, em subsuperfície. Contudo, uma grande região com salinidades acima de 36 foi observada entre as regiões costeiras (isóbata de 50 metros) e ao largo, formada pela mistura entre as águas oceânicas e costeiras.



TABELA 7 – Valores descritivos para a camada de mistura e termoclina no mês de abril de 2006.

Estação	Camada de mistura				Termoclina						
	Espessura	Temp.	Sal.	Dens.	Início	Fim	Comp.	Min.	Max.	Média	Grad.
E20	20	24,3	35,54	24,010	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E25	24,5	24,28	35,57	24,000	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E30	29,5	24,27	35,66	24,130	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E35	35	24,25	35,84	24,280	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E40	40	24,35	35,89	24,300	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E45	44	24,29	35,8	24,260	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E50	50	24,13	35,89	24,390	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E60	60	24,41	36,28	24,620	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E70	54,5	24,5	36,32	24,610	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E80	34	24,62	36,25	24,470	44,5	53,5	9	21,80	23,20	22,54	0,156
E90	36,5	24,68	36,18	24,410	39,5	52	12,5	20,16	24,02	21,62	0,309
E100	40,5	24,54	36,56	24,750	40,5	51	10,5	18,15	24,19	21,28	0,575
E120	32,5	24,54	36,59	24,760	32,5	69,5	37	17,67	24,10	21,07	0,174
E140	29,5	25,15	36,75	24,680	29,5	70,5	41	17,66	24,70	20,70	0,172

Espessura (m); Temp/Sal/Dens= Temperatura (°C), salinidade e densidade ( $\text{kg m}^{-3}$ ) média; Min/Max/Media=valor da temperatura (°C) mínimo, máximo e média observada; Grad=Gradiente térmico ao longo da termoclina ( $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ); NO = Não observado.

FONTE: O Autor.

#### 4.1.5 Cruzeiro de junho de 2006 – Inverno

A série de ventos para os dez dias anteriores ao cruzeiro oceanográfico de inverno demonstrou um padrão intermitente de períodos entre ventos provenientes de NE-NO e ventos provenientes de S, tipicamente relacionado com as passagens de sistemas frontais na região (FIGURA 13). Entre os dias 8 e 9 prevaleceram os ventos de N-NO com intensidade média de  $\sim 5 \text{ m s}^{-1}$ . A partir do início do dia 10, os ventos de N-NO perderam intensidade e giraram para ventos de quadrante S. Entre a metade do dia 10 até aproximadamente o dia 13, os ventos foram predominantemente de sul, apresentando intensidade máxima e média de aproximadamente  $15 \text{ m s}^{-1}$  e  $6,5 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente. O sistema de ventos de NO e N foi reestabelecido entre os dias 13 e aproximadamente o dia 16. Interessante notar que o período entre o primeiro dia do cruzeiro e os 3 dias anteriores, os ventos foram intensos e predominantemente provenientes de sul e sudoeste, com intensidade máxima e média de  $\sim 13 \text{ m s}^{-1}$  e  $\sim 5,15 \text{ m s}^{-1}$ ,

respectivamente. Este padrão de ventos indicou a atuação de um sistema frontal de baixa pressão na região. Contudo, 12 horas antes do início do cruzeiro, a frente fria perdeu força e os ventos predominantes passaram a ser os provenientes de NO e N, com intensidade máxima e média de  $9 \text{ m s}^{-1}$  e  $3 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente.

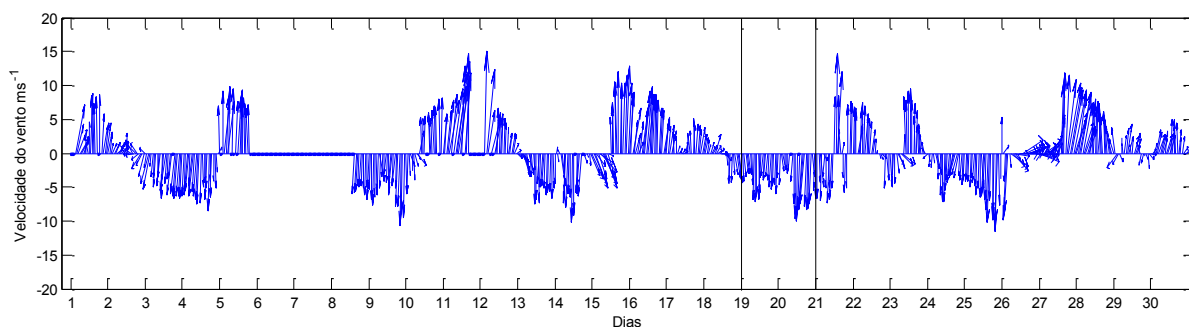


FIGURA 13 – Velocidade e direção dos ventos para o mês de junho de 2006. As linhas verticais demarcam o período do cruzeiro oceanográfico. Os dados são provenientes da estação meteorológica da EPAGRI na Ilha do Arvoredo-SC (lat).

A FIGURA 14 apresenta a estrutura hidrográfica da radial para as variáveis temperatura, salinidade e densidade. No período de inverno, foi observado um núcleo de água fria entre as isóbatas de 20 e 120 metros, com temperatura de  $21^{\circ}\text{C}$ . Este núcleo foi o responsável pela homogenização vertical térmica entre as isóbatas de 20 a 45 metros. A partir desta isóbata, a isoterma de  $21^{\circ}\text{C}$  encurvou-se em direção à superfície e provocou gradientes térmicos entre a superfície e o fundo, os quais foram de até  $2^{\circ}\text{C}$ . Interessante notar que este núcleo frio de superfície apresentou valores de salinidade sempre menores do que 35,25; com mínimo em torno de 34 nas regiões superficiais das isóbatas de 20 a 25 metros. Esta baixa salinidade evidencia uma mistura entre águas salobras e águas oceânicas. Assim como ocorreu na campanha anterior, ocorreu uma inversão do gradiente térmico superficial, e as águas na região costeira estiveram mais frias ( $19,5^{\circ}\text{C}$ ) quando comparadas às águas superficiais ao largo ( $20,5^{\circ}\text{C}$ ).

Uma feição térmica importante ocorreu na forma de uma cunha contínua de água mais quente ( $22,5^{\circ}\text{C}$  e  $21,5^{\circ}\text{C}$ ) localizada entre as isóbatas de 50 e 140 metros, sendo uma feição de fundo na isóbata de 50 metros e de subsuperfície entre esta isóbata e a isóbata de 140 metros; onde alcançou a profundidade de 20 metros

(limite superior). A espessura desta feição foi em média de 25 metros, entre seus limites inferiores e superiores. Esta cunha de água quente foi importante para a estrutura térmica da coluna de água, pois, além de controlar a profundidade da camada de mistura nas regiões ao largo, foi a responsável por aproximar as águas quentes superficiais com as águas frias de fundo (menor que 20 °C). Notou-se que esta feição térmica provocou uma termoclina invertida entre as isóbatas de 60 m e 140 m (FIGURA 15).

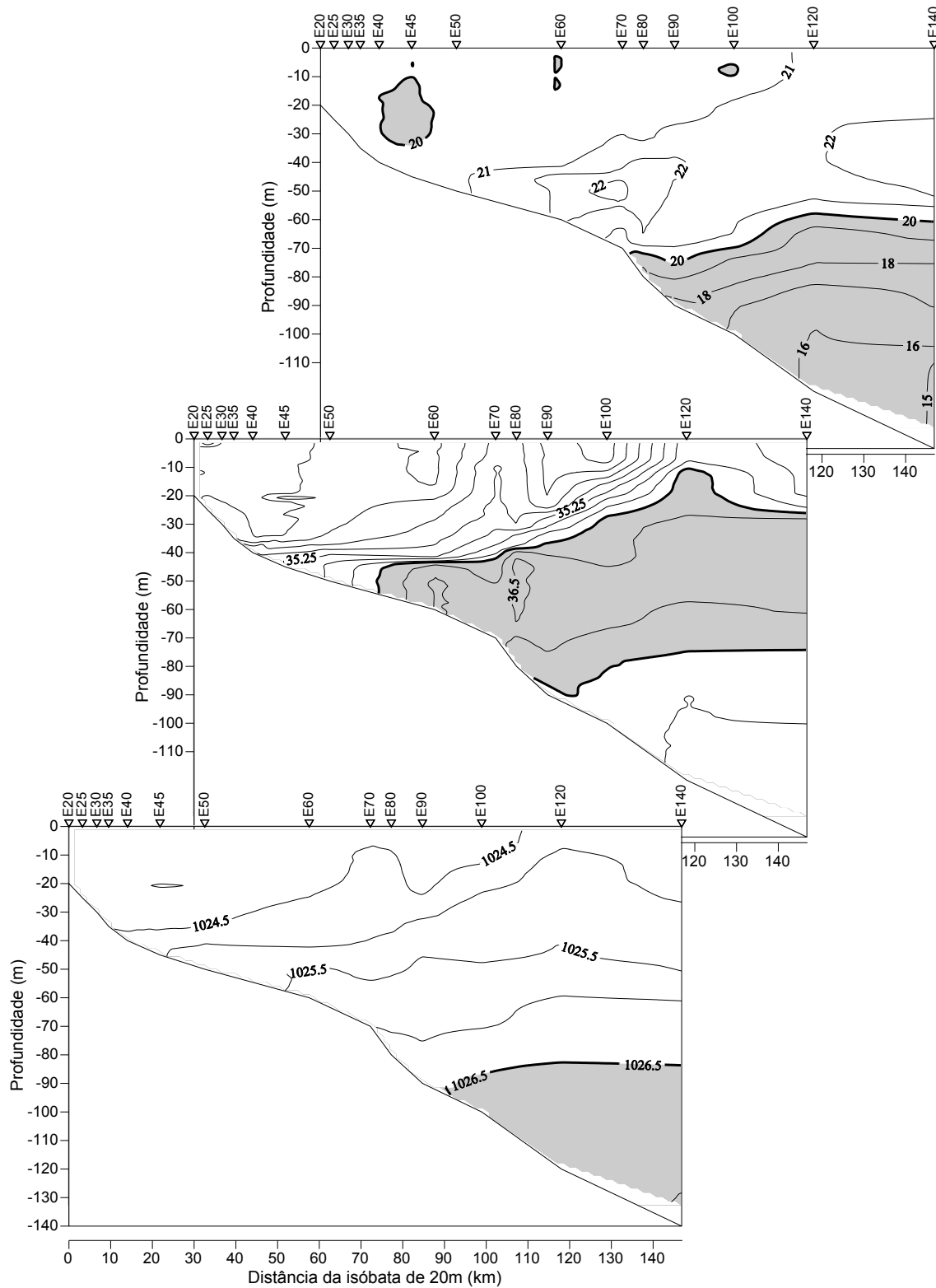


FIGURA 14 – Isolinhas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade e densidade ( $\text{kg.m}^{-3}$ ), para a área de estudo no mês de junho de 2006. Os triângulos na parte superior dos gráficos de isopletas apontam as posições das estações hidrográficas e as suas isóbatas. As variações nas isolinhas nos gráficos são de  $1^{\circ}\text{C}$ ;  $0,25$ ; e  $0,5 \text{ kg.m}^{-3}$ , para a temperatura, salinidade e densidade, respectivamente.

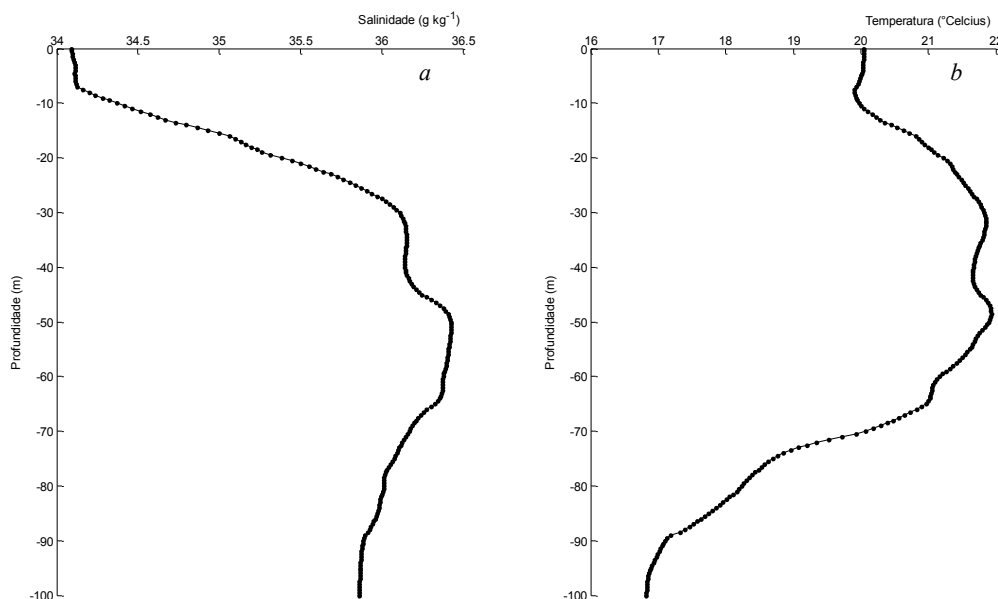


Figura 15 – Perfil de salinidade (a) e temperatura (b) na estação E100, demonstrando a termoclina invertida. Em b, entre -10m e ~30 m pode-se observar a termoclina invertida.

As menores temperaturas da água foram observadas como um núcleo de fundo, a partir da isóbata de 90 metros. Em comparação a todos os outros períodos observados, o mês de inverno foi o que apresentou a maior retração do núcleo de água fria do fundo em direção ao largo. No período de inverno, a isoterma de 18 °C localizou-se, em média, a partir da isóbata de 80 metros.

Os menores valores de salinidade, entre 34 e 34,25, foram observados nas regiões próximas à costa, até próximo da isóbata de 60 metros, onde estiveram associados a um núcleo de água fria. A cunha de água quente, comentada nos parágrafos anteriores, foi verificada como possuindo em média 36,25 de salinidade. Acima desta cunha, denominada neste trabalho como cunha térmica-salina, foi verificada a haloclina, com gradientes verticais halinos de até 0,13 por metro na isóbata de 100 metros.

Como resultado do afastamento do núcleo de água fria de fundo para a estação E70, a estratificação térmica das estações costeiras, entre as E20 – E70, foi pequena, sendo menor que 1,5 °C. Desta maneira, a espessura da camada de mistura para estas regiões representaram mais de 95% do tamanho total da camada de água (TABELA 8). A termoclina esteve presente somente a partir da estação E80 com fracos gradientes térmicos, sendo em média de 0,19 °C m<sup>-1</sup>. Soma-se ainda a

passagens de sistemas frontais na região (*Frentes Frias*), como responsáveis pela homogenização da coluna de água.

TABELA 8 – Valores descritivos para a camada de mistura e termoclina no mês de junho de 2006.

Estação	Camada de mistura				Termoclina						
	Espessura	Temp.	Sal.	Dens.	Início	Fim	Comp.	Min.	Max.	Média	Grad.
E20	19	20,22	34,21	24,14	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E25	25	20,27	34,31	24,18	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E30	29,5	20,3	34,24	24,17	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E35	35	20,28	34,23	24,18	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E40	38,5	20,1	34,16	24,18	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E45	34	19,92	34,17	24,23	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E50	42,5	20,28	34,52	24,41	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E60	29	20,11	34,34	24,29	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E70	34,5	20,83	35,03	24,63	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO
E80	33,5	20,74	34,92	24,58	66,5	75	8,5	19,12	21,94	20,48	0,332
E90	26	20,3	34,48	24,34	67,5	81	13,5	19,03	21,47	20,24	0,181
E100	14,5	20,05	34,27	24,23	65,5	89	23,5	17,18	20,90	18,77	0,158
E120	28,5	21,59	36,02	25,17	48,5	84,5	36	16,68	21,45	18,92	0,133
E140	23,5	21,45	35,43	24,75	53,5	106,5	53	15,41	21,83	18,01	0,121

Espessura (m), Temp/Sal/Dens= Temperatura (°C), salinidade e densidade ( $\text{kg m}^{-3}$ ) média; Min/Max/Media=valor da temperatura (°C) mínimo, máximo e média observada; Grad=Gradiente térmico ao longo da termoclina ( $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ); NO = Não observado.

FONTE: O Autor.

#### 4.1.6 Cruzeiro de março de 2007 – Verão

Infelizmente, como já mencionado na seção 3.1.1, devido a problemas na embarcação utilizada na coleta dos dados oceanográficos para o período de março de 2007, foram amostradas apenas as estações oceanográficas compreendidas entre as isóbatas de 20 e 100 metros. Entretanto, nos gráficos de isopletas apresentados aqui, foram preservadas as batimetrias anteriores, no intervalo entre as isóbatas de 20 metros e 140 metros, para efeito de comparação e melhor visualização entre todos os dados nos períodos amostrados.

A FIGURA 16 apresenta a estrutura hidrográfica da radial para as variáveis temperatura, salinidade e densidade. Para o período de final de verão de 2007, a

camada de mistura localizou-se entre 5 metros e 20 metros, com temperaturas associadas entre 27,9 °C e 27,2 °C; para as regiões costeiras e ao largo, respectivamente (TABELA 9). O padrão horizontal das isotermas abaixo da camada de mistura sugeriu que a estratificação térmica na coluna de água foi preferencialmente na vertical. Forte gradiente térmico foi observado na região da termoclina, sendo máximo entre as isóbatas de 20 e 40 metros, com valores de até - 1,2 °C m<sup>-1</sup> na isóbata de 35 metros. Este forte gradiente térmico foi sustentado pelos altos valores de temperatura das camadas superficiais e, no fundo, pelos baixos valores de temperatura da camada de fundo (15,5 °C). O limite do núcleo de água fria de fundo esteve mais próximo à superfície quando comparado ao mesmo período do ano anterior.

Assim como ocorreu no mês de março de 2006, o núcleo de água fria de fundo (menor do que 20 °C) esteve presente entre as regiões ao largo e a região costeira, se espalhando no fundo e em profundidades que alcançaram 20 metros na isóbata de 40 metros.

A distribuição da salinidade, diferentemente do que ocorreu com a distribuição da temperatura, ocorreu preferencialmente ao longo da horizontal na superfície e em direção ao largo. Os menores valores de salinidade (33,8 g kg<sup>-1</sup>) foram observados na região da isóbata de 20 metros e na superfície. Em oposição, os maiores valores observados, de 36,55, estiveram associados às isóbatas mais ao largo (60 a 100 metros), em superfície e subsuperfície como um núcleo halino. Com efeito, o gradiente horizontal halino para as camadas superficiais menores do que 5 metros, entre as isóbatas de 20 e 100 metros, foi de 0,02 por km.

Abaixo das camadas superficiais, entre as profundidades de 15 e 20 metros, e nas regiões compreendidas entre as isóbatas 20 e 45 metros e entre 50 e 100 metros, foi observado uma homogeneidade halina na coluna de água com valor de 35,5.

A distribuição da densidade na área de estudo seguiu os padrões de distribuição da temperatura da água, sendo a disposição das isopicnais preferencialmente na horizontal. Este padrão sugere uma sobreposição de camadas mais densas sob camadas menos densas. Os menores valores foram observados na superfície e próximos da zona costeira. Em oposição, os maiores valores foram observados no fundo e em regiões com os menores valores de temperatura, localizados no fundo nas regiões próximas a isóbata de 50 metros

até as regiões ao largo, chegando o limite superior em 30 metros na isóbata de 60 metros.

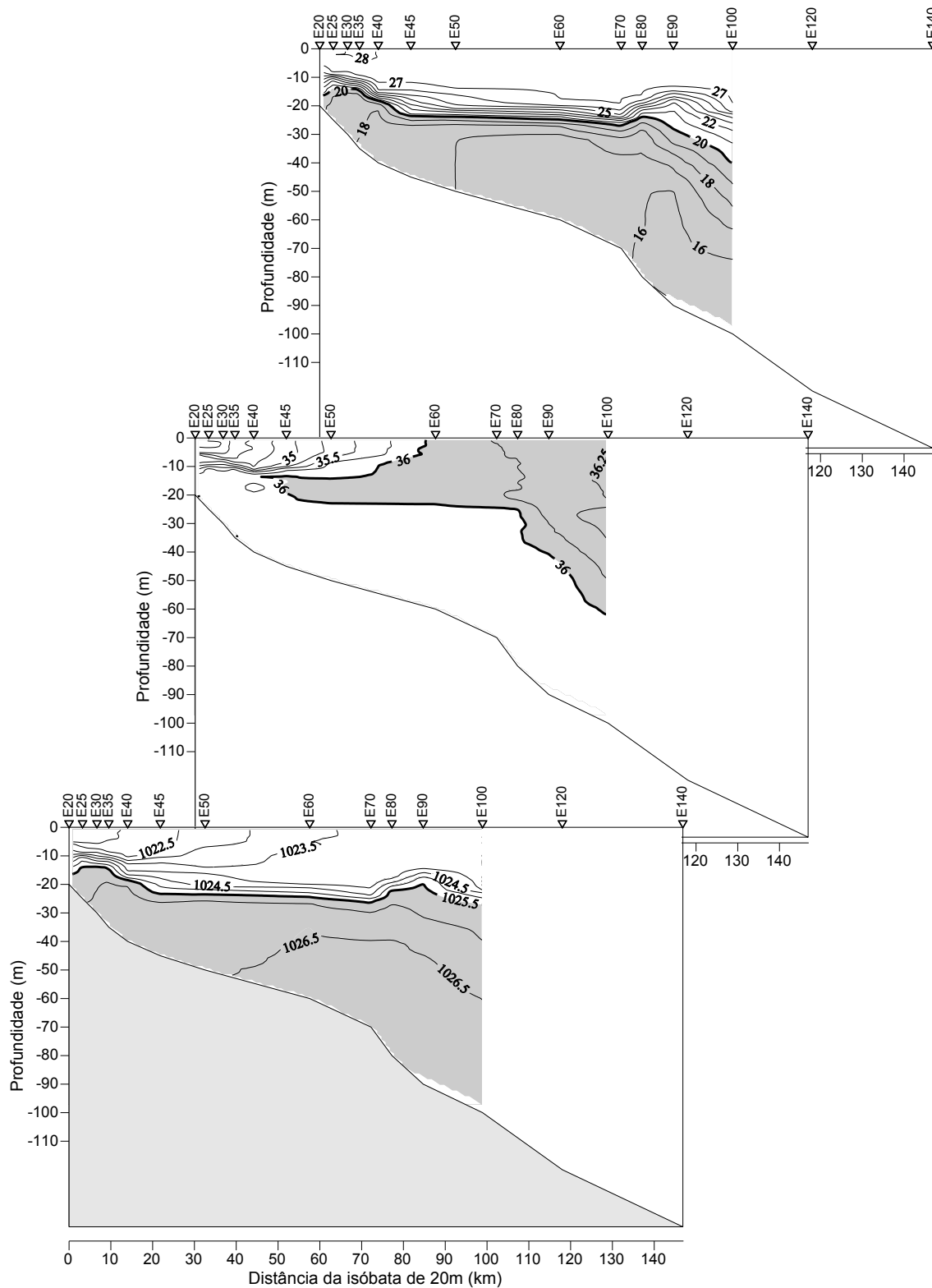


FIGURA 16 – Isolinhas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade e densidade ( $\text{kg.m}^{-3}$ ), para a área de estudo no mês de março de 2007. Os triângulos na parte superior dos gráficos de isoplefas apontam as posições das estações hidrográficas e as suas isóbatas. As variações nas isolinhas nos gráficos são de  $1^{\circ}\text{C}$ ; 0,25; e  $0,5 \text{ kg.m}^{-3}$ , para a temperatura, salinidade e densidade, respectivamente.



TABELA 9 – Valores descritivos para a camada de mistura e termoclina no período de março de 2007.

Estação	Camada de mistura				Termoclina						
	Espessura	Temp.	Sal.	Dens.	Início	Fim	Comp.	Min.	Max.	Média	Grad.
E20	5	27,87	33,93	21,64	5	20	15	19,21	27,59	23,37	0,559
E25	6,5	27,84	34,09	21,76	8	14	6	19,98	27,09	22,97	1,185
E30	7	27,84	34,11	21,8	7,5	27,37	19,87	19,09	27,37	20,53	0,417
E35	5	28,12	34,44	21,94	8,5	16,5	8	18,72	27,37	23,00	1,081
E40	10,5	27,75	34,6	22,2	14	20,5	6,5	18,27	26,21	22,07	1,222
E45	10,5	27,79	34,94	22,44	10,5	27	16,5	17,93	27,60	23,23	0,586
E50	7	27,89	35,35	22,71	13	28,5	15,5	17,37	27,20	22,86	0,634
E60	18,5	27,17	36,14	23,56	18,5	31,5	13	16,62	26,94	20,78	0,794
E70	19,5	27,21	36,24	23,63	19,5	38	18,5	16,74	26,90	20,52	0,549
E80	17	27,21	36,25	23,63	17	31	14	17,45	26,82	20,89	0,669
E90	13,5	27,24	36,34	23,68	13,5	45	31,5	16,52	26,90	20,06	0,330
E100	20,5	27,19	36,24	23,64	21	76	55	15,85	26,66	19,24	0,197

Espessura (m); Temp/Sal/Dens= Temperatura (°C), salinidade e densidade ( $\text{kg m}^{-3}$ ) média; Min/Max/Media=valor da temperatura (°C) mínimo, máximo e média observada; Grad=Gradiente térmico ao longo da termoclina ( $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ); NO = Não observado.

FONTE: O Autor.

#### 4.1.7 Variabilidade temporal da temperatura, salinidade e densidade

A FIGURA 17 demonstra o resumo dos valores superficiais e de fundo das variáveis temperatura, salinidade e densidade para todos os meses amostrados. De maneira geral, foi observada uma diminuição da temperatura superficial do mar em toda a extensão da plataforma continental entre o período de verão e inverno. Entretanto, não foram observados fortes gradientes horizontais entre as regiões costeiras e ao largo para um mesmo período. As temperaturas médias superficiais para toda a plataforma continental para as coletas de janeiro, março, abril e junho de 2006 foram: 27,7°C; 27,13°C; 24,46 °C e 20,49°C, respectivamente. A média da temperatura superficial para o período de março de 2007 foi de 27,7°C.

Em todos os períodos de amostragem, o gradiente térmico horizontal de fundo foi orientado das regiões costeiras em direção ao largo. Os valores observados foram mais fortes em março e abril de 2006 com  $-0,08^{\circ}\text{C km}^{-1}$  e  $-0,06^{\circ}\text{C km}^{-1}$ , respectivamente; e mais fraco em janeiro de 2006 e março de 2007 com aproximadamente  $-0,04^{\circ}\text{C km}^{-1}$ . Estes valores refletiram bem o padrão de avanço e recuo do núcleo de água fria do fundo.

O máximo gradiente térmico horizontal demarca na coluna de água o limite da plataforma interna da plataforma média, sendo denominado de frente térmica profunda (FTP). Segundo Castro e Miranda (1985), a FTP é a região na qual o limite inferior da termoclina sazonal encontra o fundo. Para os meses de março e abril a FTP esteve bastante evidente e localizado a aproximadamente 60 km e 85 km da isóbata de 20 metros, respectivamente.

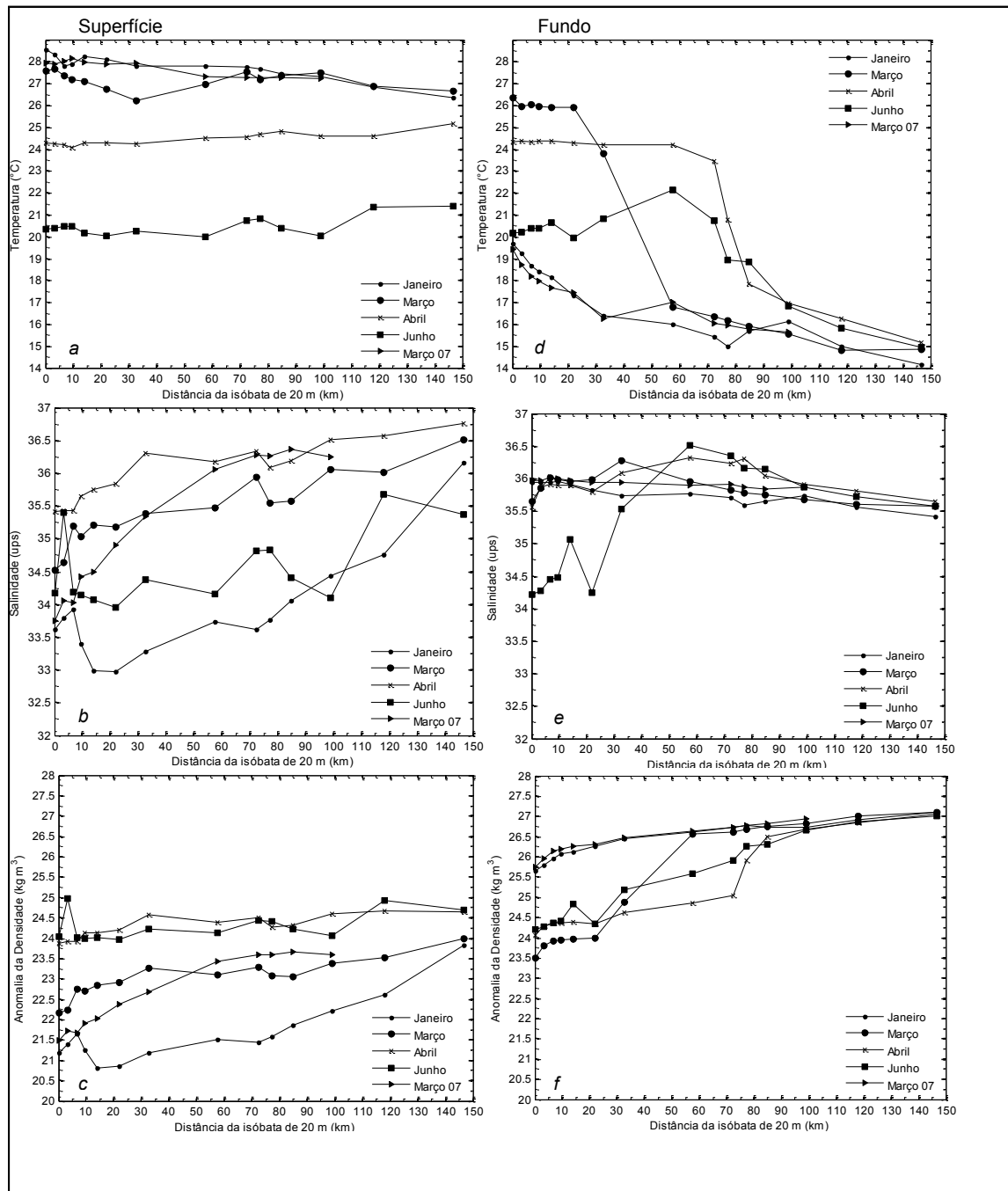


FIGURA 17 – Variação temporal da temperatura, salinidade e densidade superficial (tomadas a -0,5 m) (quadros a,b e c); e de fundo (0,5 acima do fundo) (quadro d, e e f).

Para os períodos de janeiro de 2006 e março de 2007, não foi possível localizar a região com temperatura homogênea que precede a região do máximo gradiente térmico. Devido a esta constatação, pode-se dizer que o limite entre a plataforma interna e média esteve em regiões mais rasas do que àquelas da isóbata de 20 metros. Para as regiões mais distantes da isóbata de 20 m, à aproximadamente 100 km, a temperatura de fundo se mostrou bastante estável entre os períodos de amostragem, sendo que a diferença térmica por estação nos períodos amostrados foi em média de 0,025 °C.

De maneira geral, foi observado um aumento na salinidade superficial entre os períodos de janeiro e abril de 2006, particularmente evidente para as estações costeiras. Em junho, foram observados baixos valores superficiais de salinidade até 110 km (entre 34 e 34,5). Baixos valores de salinidade também foram observados para a camada de fundo até 30 km. Entretanto, a salinidade de fundo para toda a extensão da plataforma continental apresentou pouca variação entre os períodos amostrados.

Entre as coletas de janeiro e abril de 2006 foi observado um aumento da densidade superficial em toda a plataforma continental. Em junho foi preservado o patamar de valores alcançado no período anterior. Os valores encontrados para março de 2007 foram superiores aos valores observados para o mesmo período do ano anterior. Esta diferença foi creditada à maior influência, em toda a plataforma continental, das águas mais salinas oriundas das regiões da quebra da plataforma continental. A densidade da camada de fundo apresentou gradiente horizontal sempre orientado das regiões costeiras em direção ao largo, sendo mais fortes para os períodos de março, abril e junho de 2006. Em junho de 2006, foi observado o maior recuo da água fria de fundo em direção ao largo. A partir de 90 km distante da isóbata de 20 m, os valores de densidade de fundo pouco diferiram entre os períodos amostrados. Esta região coincidiu com o máximo recuo do núcleo de água fria de fundo.

Como observado nos gráficos de isopletras das variáveis hidrográficas apresentados ao longo da seção 4 e nos gráficos das variáveis hidrográficas tomados na superfície e fundo (FIGURA 17), a distribuição da salinidade, temperatura e densidade na coluna de água foi marcadamente distinta entre os meses de coleta de dados, principalmente entre os períodos de verão e inverno. Desta maneira, com o objetivo de evidenciar a variabilidade sazonal em toda a

coluna de água, a FIGURA 18 demonstra a diferença entre a temperatura, salinidade e densidade, para as amostras coletadas nos períodos de janeiro de 2006 (verão) e junho de 2006 (inverno). Por outro lado, com o objetivo de evidenciar o desvio médio das variáveis hidrográficas, a FIGURA 19 demonstra o desvio padrão das variáveis hidrográficas para todos os dados coletados em janeiro, março, abril e junho de 2006.

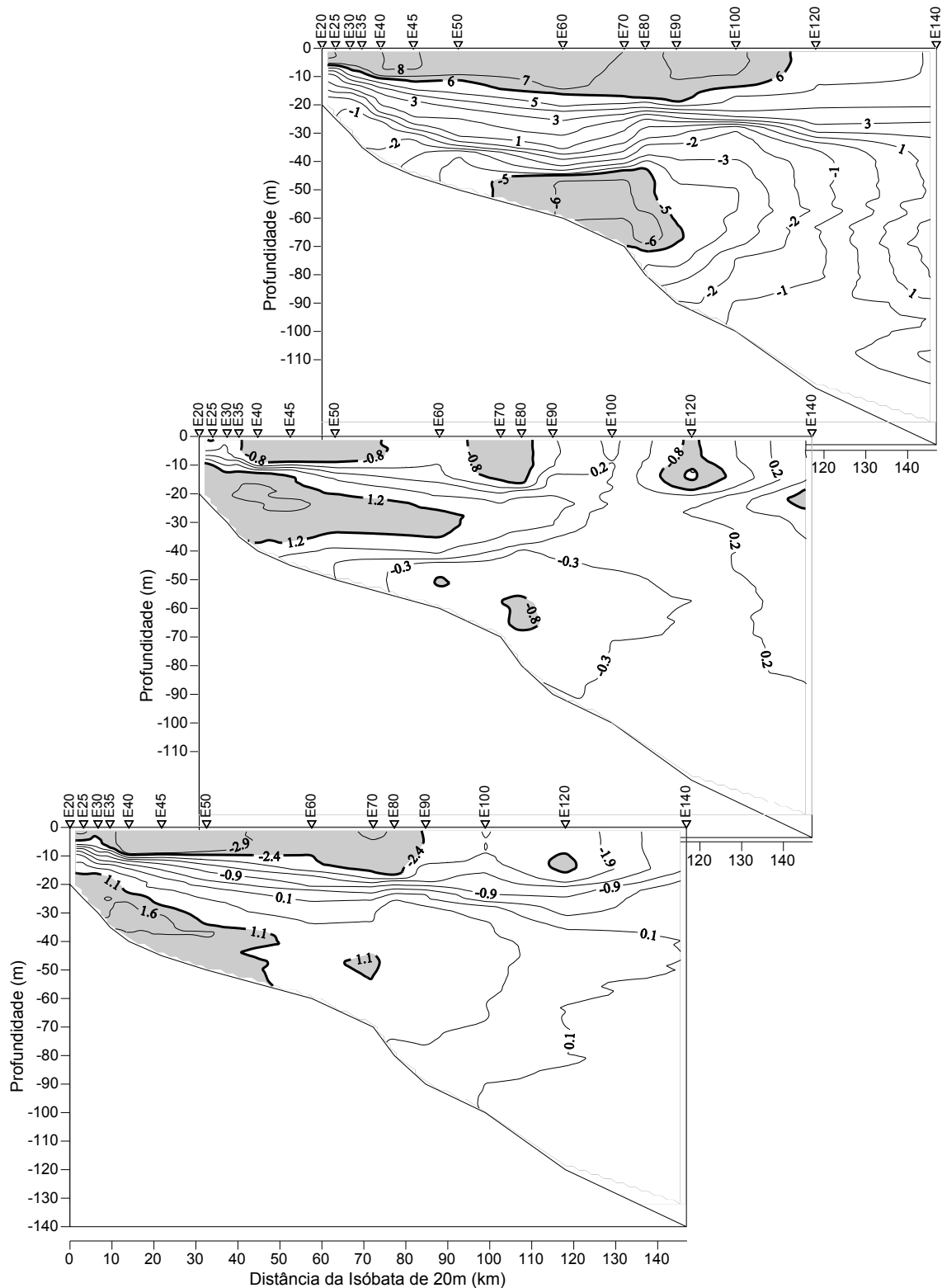


FIGURA 18 – Isolinas da diferença entre a temperatura (°C), salinidade e densidade (kg m<sup>-3</sup>) observada em janeiro de 2006 e março de 2006. Os triângulos na parte superior dos gráficos de isopletas apontam as posições das estações hidrográficas e as suas isóbatas. Os valores negativos devem ser interpretados como um acréscimo no valor da variável em questão entre o período de janeiro e junho de 2006.

Considerando toda a coluna de água, as maiores diferenças também foram encontradas na região da camada de mistura, termoclina e no fundo. No período de verão, as regiões costeiras e superficiais estiveram preenchidas por águas de baixa salinidade, quentes e, por conseguinte, menos densas. No fundo, por outro lado, devido ao maior avanço do núcleo de água fria de fundo em direção a costa, as águas eram frias, salinas e densas. Com a troca de estação entre o verão e o inverno, as regiões costeiras em toda a coluna de água, foram preenchidas por águas frias e de salinidade média; estando o núcleo de água fria de fundo afastado da costa. Desta maneira, a diferença entre os valores das variáveis hidrográficas entre o verão e o inverno indicou a diminuição da temperatura nas camadas superiores (camada de mistura), associada a um aumento da salinidade. Em subsuperfície, a salinidade diminui assim como a densidade. A temperatura de fundo entre as isóbatas de aproximadamente 50 m e 90 m apresentou grande variabilidade, demarcando, como já apresentado, a região de máximo recuo da porção mais fria do núcleo de água fria do fundo.

O gráfico de isopletras para o desvio médio das variáveis foi bastante concordante com o gráfico de isopletras da diferença verão e inverno. Este fato demonstra a força do sinal sazonal no padrão hidrográfico da região. Cabe ressaltar, no entanto, que as regiões de menor desvio padrão das variáveis hidrográficas coincidem com a região onde sempre foram encontradas as águas frias de fundo e as águas salinas de superfície.

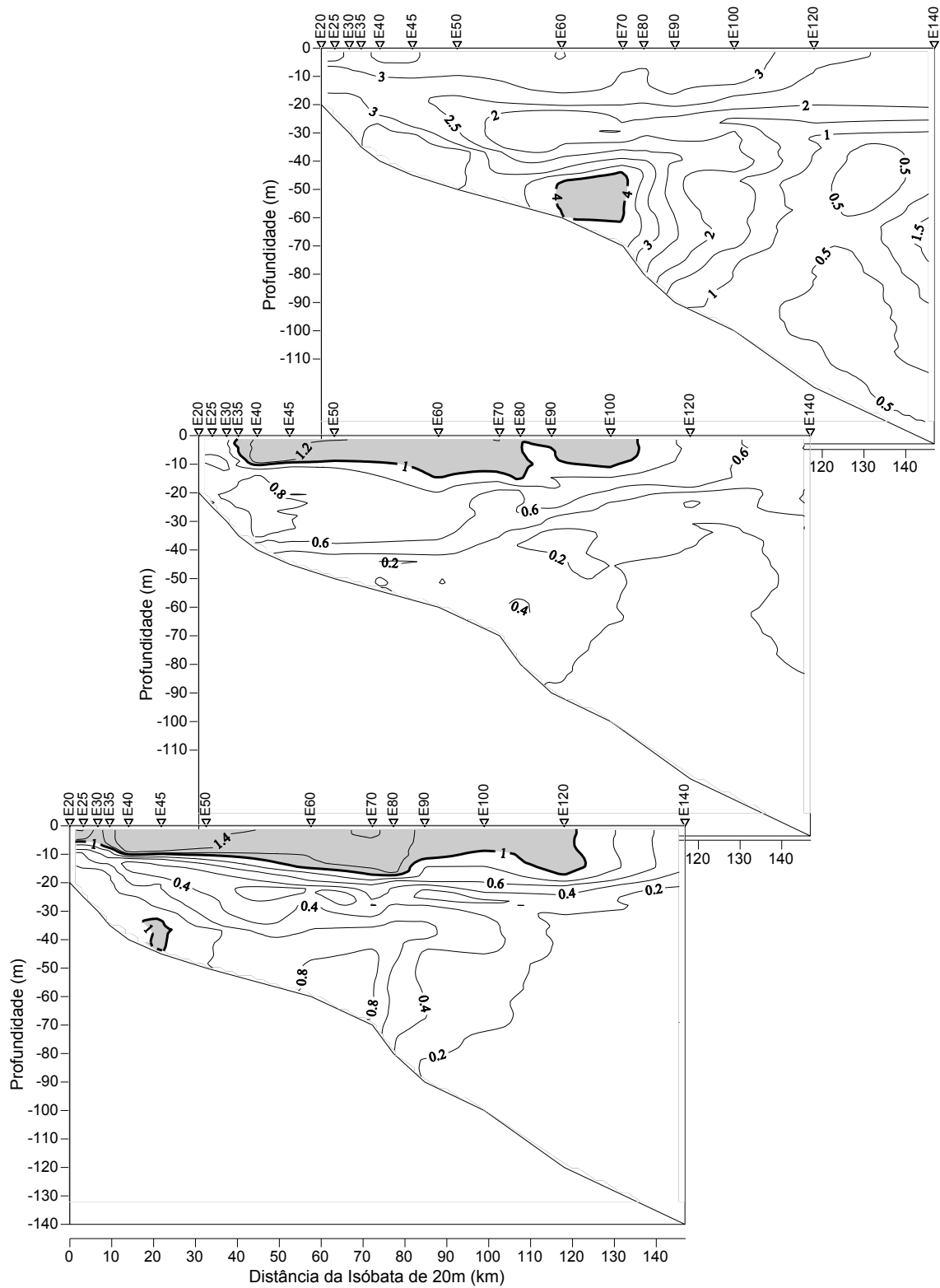


FIGURA 19 – Isolinhas do desvio padrão calculado para as variáveis temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade e densidade ( $\text{kg.m}^{-3}$ ) a partir dos dados coletados em janeiro, março, abril e junho de 2006. Os triângulos na parte superior dos gráficos de isopletas apontam as posições das estações hidrográficas e as suas isóbatas.

## 4.2 ANÁLISE DAS MASSAS DE ÁGUA

### 4.2.1 Diagramas T-S e T-S-e

A partir da distribuição dos pares T-S sobre os diagramas T-S, demonstrando uma configuração triangular, e com o conhecimento dos índices termo-halinos regionais das massas de água da região da plataforma continental e região oceânica adjacente no Atlântico Sul, de acordo com trabalhos anteriores; pôde-se inferir que a camada de água na área de estudo, em todos os períodos de coletas, esteve influenciada por principalmente 3 massas de águas, sendo, a Massa de Água Tropical (AT), Massa de Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e a Massa de Água Costeira (AC). A terminologia de AC tem sido utilizada na literatura para denominar as massas de água de mais baixa salinidade oriundas da diluição das águas oceânicas com as águas da drenagem continental. Cabe ressaltar que a contribuição de cada massa de água na coluna de água, em termos percentuais de área, variou entre os períodos de amostragem.

No diagrama T-S, a ACAS é associada aos menores valores de temperatura, sendo seu núcleo localizado no vértice inferior do triângulo formado pela distribuição dos pares T-S. As Altas temperaturas associadas aos maiores valores de salinidades correspondem a AT. A AC é identificada a partir dos valores mais baixos de salinidade.

A seguir, são apresentados os resultados dos diagramas T-S espalhados para cada período amostrado. Para melhor visualização das massas de água será demonstrada a distribuição univariada das variáveis temperatura e salinidade, a partir do diagrama T-S-e. O diagrama T-S foi confeccionado tendo como base os dados interpolados espacialmente destas variáveis conforme explicitado na seção 3 desta dissertação.

Para o período de janeiro de 2006, a linha contínua de pares TS entre os índices termo-halinos da ACAS e AT, no diagrama T-S (FIGURA 20), sugere uma mistura predominantemente vertical entre estas duas massas de água entre as profundidades 30 m e 60 m. A mistura entre AT e AC ocorreu na superfície, preferencialmente no intervalo de 0 a 15 metros de profundidade. A curvatura do



vértice que liga os índices termo-halinos da AC e ACAS, sugere que a mistura entre estas duas massas de água ocorreu dos 5 aos 30 metros, sendo, no entanto, mais intensa entre 5 e 15 metros, com uma ACAS já bastante modificada, com cerca de 20 °C de temperatura.

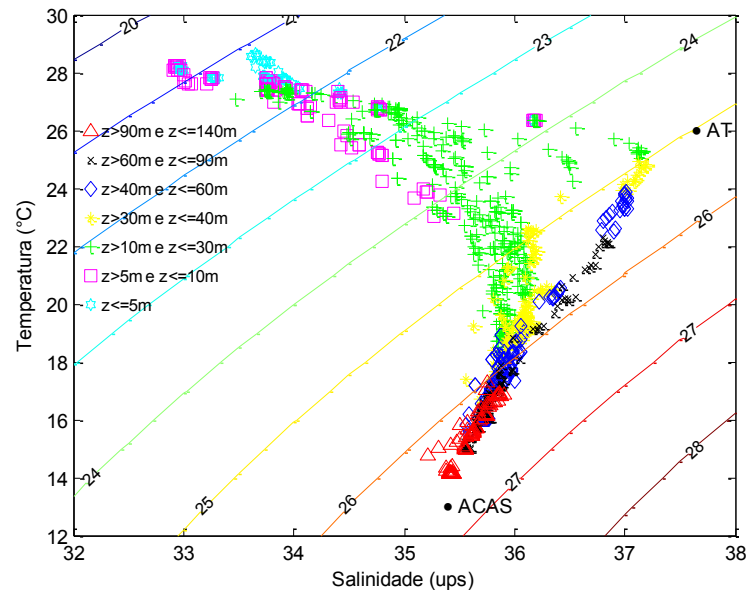


FIGURA 20 – Diagrama Temperatura-Salinidade (T-S) espalhado, para todos os pontos amostrados, em todas as isóbatas, para a campanha de janeiro de 2006. As formas geométricas no gráfico informam as profundidades que foram coletas o par T-S da amostra em questão. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade -1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S. Os pontos pretos informam os índices termo-halinos das águas tipo ACAS e AT, utilizados nos cálculos das porcentagens das massas de água no perfil.

A aparência unimodal da distribuição univariada da salinidade em janeiro de 2006 (FIGURA 21), centrada na classe 35,75; demonstra a dominância das águas oceânicas, em termos de ocorrência, na coluna de água. Entretanto, pode-se dizer que as origens destas massas de água de alta salinidade são contrastantes, sendo de origem tropical (AT) e subtropical (ACAS). Este fato pode ser evidenciado pela aparência quase bimodal da distribuição da temperatura da água, centrada nas classes 26,5 °C e 16/15,5 °C. Deve-se ressaltar que uma parte da moda que apresenta maiores valores de temperatura referem-se às águas de origem costeira, as quais são menos densas, menos salinas, porém, mais quentes - fato evidenciado pela assimetria à esquerda da distribuição de frequência da salinidade.

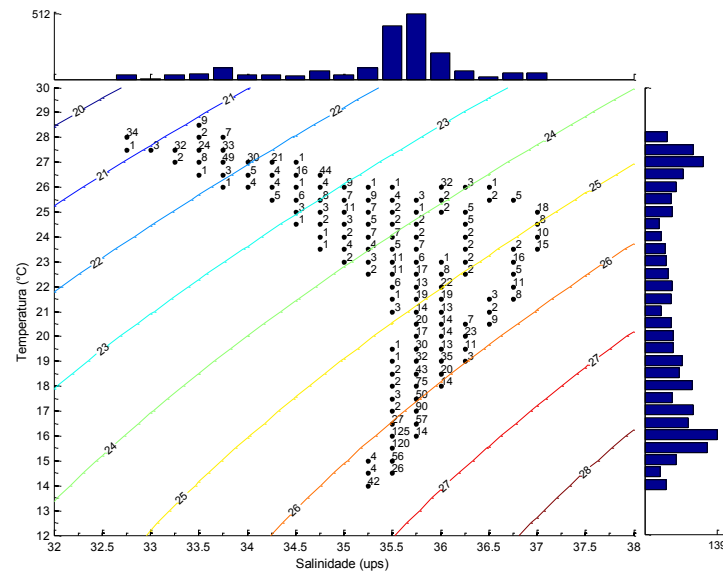


FIGURA 21 – Diagrama Temperatura-Salinidade Estatístico (T-S estatístico) espalhado, para todos os pontos interpolados, em todas as isóbatas, para a campanha de janeiro de 2006. As classes de temperatura e salinidade foram divididas em 0,5 °C e 0,25; respectivamente. O gráfico de barras no eixo das temperaturas representa a distribuição univariada das frequências observadas da temperatura ao longo das classes estabelecidas. O gráfico de barras no eixo das salinidades representa a distribuição univariada das frequências observadas da salinidade ao longo das classes estabelecidas. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade -1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S.

A área total da radial, estimada pelo T-S-e, foi de 10,76 km<sup>2</sup>. Desta área total, a ACAS representou 50,4 % (5,43 km<sup>2</sup>) e a AT 16,36 % (1,76 km<sup>2</sup>).

Para o período de março de 2006 foi observado que a AT e ACAS se misturaram preferencialmente ao longo da vertical entre 30 a 60 metros de profundidade. A quase descontinuidade dos pares TS entre os índices termohalinos da AC e ACAS demonstrou uma diminuição na mistura entre estas duas massas de água. A mistura da AC e AT ocorreu na superfície entre as profundidade de 5 e 30 metros (FIGURA 22).

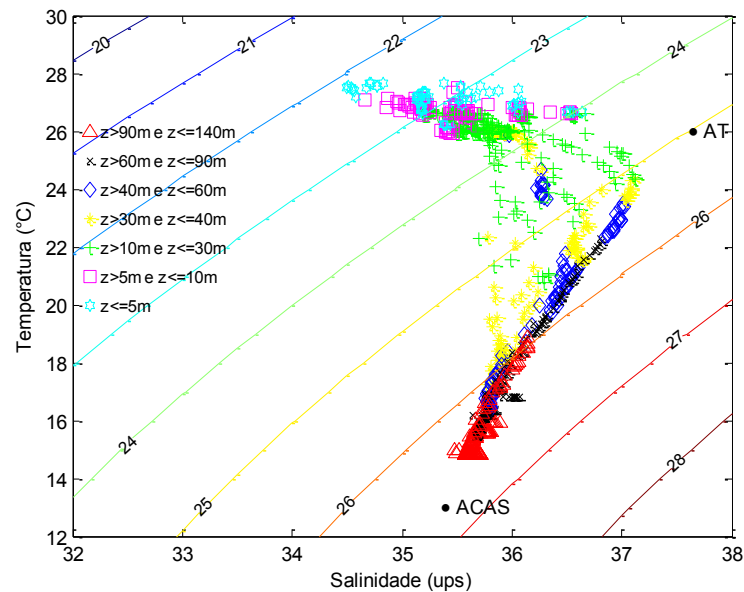


FIGURA 22 – Diagrama Temperatura-Salinidade (T-S) espalhado, para todos os pontos amostrados, em todas as isóbatas, para a campanha de março de 2006. As formas geométricas no gráfico informam as profundidades que foram coletadas o par T-S da amostra em questão. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade -1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S. Os pontos pretos informam os índices termohalinos das águas tipo ACAS e AT, utilizados nos cálculos das porcentagens das massas de água no perfil.

O diagrama T-S-e para o período de março de 2006 (FIGURA 22), demonstra um aumento na salinidade para as águas superficiais (entre 5 e 10 metros) associado ao índice halino da AC, quando comparado com o período anterior. Neste período, quase não se observou valores de salinidade menores do que 34,5. A distribuição unimodal da salinidade, com classe modal 35,75, praticamente simétrica, evidenciou mais uma vez a dominância de águas de origem oceânica na coluna de água, em termos de frequência de ocorrência. Entretanto, observa-se a partir da distribuição bimodal da temperatura, uma grande diferença entre as duas modas, centradas em 16 °C e 26,5 °C, sendo a moda mais quente, mais frequente quando comparada à moda mais fria. Este padrão evidencia uma diminuição da área da ACAS na área de estudo em relação ao período anterior.

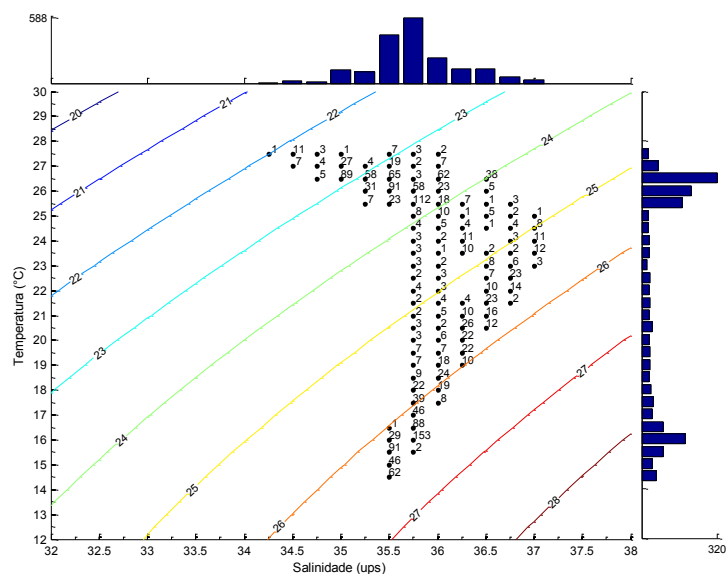


FIGURA 23 – Diagrama Temperatura-Salinidade Estatístico (T-S estatístico) espalhado, para todos os pontos interpolados, em todas as isóbatas, para a campanha de março de 2006. As classes de temperatura e salinidade foram divididas em 0,5 °C e 0,25; respectivamente. O gráfico de barras no eixo das temperaturas representa a distribuição univariada das frequências observadas da temperatura ao longo das classes estabelecidas. O gráfico de barras no eixo das salinidades representa a distribuição univariada das frequências observadas da salinidade ao longo das classes estabelecidas. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade - 1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S.

A área total da radial, estimada pelo diagrama T-S-e, foi de 11,12 km<sup>2</sup>. A ACAS apresentou 41,42 % (4,61 km<sup>2</sup>) da área total e a AT 14,78 % (1,64 km<sup>2</sup>).

Para o período de abril de 2006, observa-se um aumento na salinidade da água costeira, sendo que, quase não ocorreram valores menores do que 35 desta variável (FIGURA 24). Assim como nos períodos anteriores, a mistura da ACAS com a AT foi preferencialmente vertical, entre as profundidades de 45 e 50 metros. A quase descontinuidade entre os índices termo-halinos da ACAS e AC evidenciou uma mistura pouco efetiva entre estas duas massas de água para o período em questão. A mistura entre a AT e AC, mais uma vez, ocorreu na superfície, principalmente entre 5 e 30 metros de profundidade, num intervalo de temperatura bastante pequeno, entre 24 °C e 25 °C.

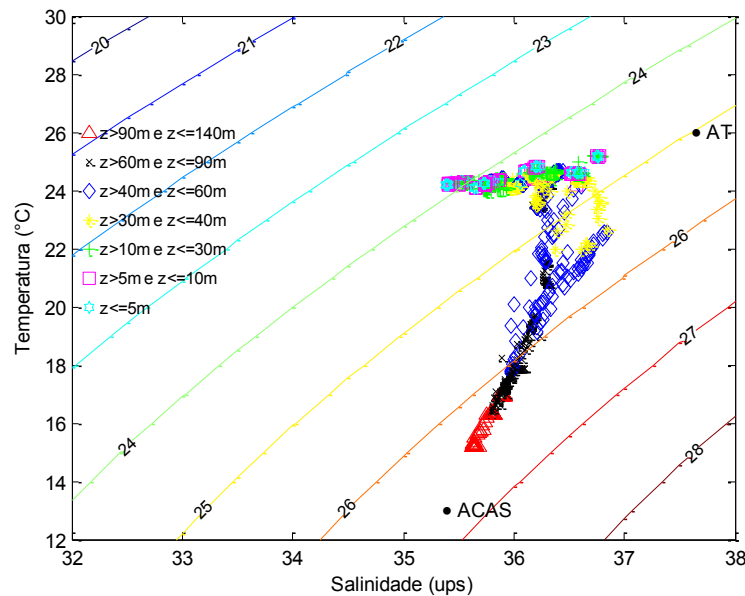


FIGURA 24 – Diagrama Temperatura-Salinidade (T-S) espalhado, para todos os pontos amostrados, em todas as isóbatas, para a campanha de abril de 2006. As formas geométricas no gráfico informam as profundidades que foram coletadas o par T-S da amostra em questão. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade -1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S. Os pontos pretos informam os índices termohalinos das águas tipo ACAS e AT, utilizados nos cálculos das porcentagens das massas de água no perfil.

Em relação à distribuição univariada das variáveis hidrográficas temperatura e salinidade, observa-se que para o mês de abril, ocorreu uma diminuição na quantidade de classes de salinidade, sendo estas distribuídas entre as classes 35,25 a 36,75 (FIGURA 25). A distribuição da frequência de ocorrência da temperatura foi bimodal, com modas centradas em 24 °C e 16 °C, sendo a moda mais quente mais freqüente quando comparada com a moda mais fria. Esta diferença foi atribuída ao recuo da ACAS em direção ao largo e, desta forma, fora do limite da área de estudo.

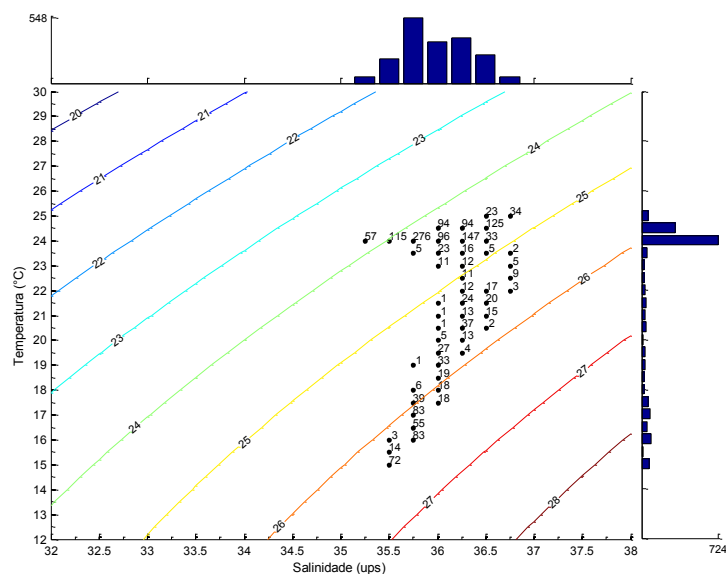


FIGURA 25 – Diagrama Temperatura-Salinidade Estatístico (T-S estatístico) espalhado, para todos os pontos interpolados, em todas as isóbatas, para a campanha de abril de 2006. As classes de temperatura e salinidade foram divididas em 0,5 °C e 0,25; respectivamente. O gráfico de barras no eixo das temperaturas representa a distribuição univariada das frequências observadas da temperatura ao longo das classes estabelecidas. O gráfico de barras no eixo das salinidades representa a distribuição univariada das frequências observadas da salinidade ao longo das classes estabelecidas. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade - 1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S.

A área total da radial, estimada pelo diagrama T-S-e, foi de 11,05 km<sup>2</sup>. A área da ACAS representou 32,62 % (3,6 km<sup>2</sup>) e a da AT foi de 22,69 % (2,51 km<sup>2</sup>).

O diagrama T-S para o período de junho de 2006, apresenta a distribuição dos pares de temperatura e salinidade na forma de um triângulo aberto no vértice que liga os índices termo-halinos da AC e ACAS (FIGURA 26). A total descontinuidade entre AC e ACAS, sugere que estas duas massas de água não se misturaram neste período. Em relação à ACAS e AT, como nos períodos anteriores, houve uma mistura preferencialmente na vertical. Esta mistura, no entanto, é um pouco mais profunda quando comparada aos períodos anteriores, ficando entre 60 e 70 metros de profundidade. A mistura entre AT e AC ocorreu na superfície entre 5 e 40 metros de profundidade. Para os índices T-S associados à AC, observa-se que o mês de junho apresentou os menores valores de temperatura e os maiores valores de densidade para esta massa de água em comparação aos outros períodos.

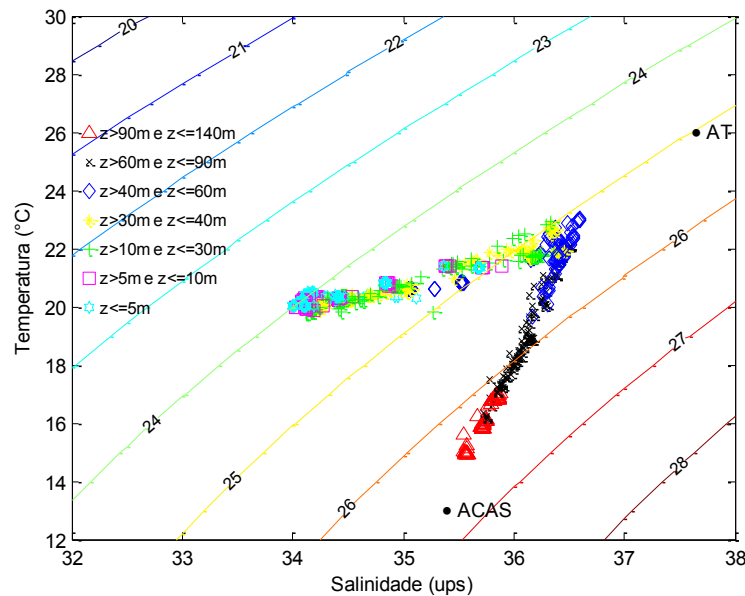


FIGURA 26 – Diagrama Temperatura-Salinidade (T-S) espalhado, para todos os pontos amostrados, em todas as isóbatas, para a campanha de junho de 2006. As formas geométricas no gráfico informam as profundidades que foram coletas o par T-S da amostra em questão. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade -1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S. Os pontos pretos informam os índices termohalinos das águas tipo ACAS e AT, utilizados nos cálculos das porcentagens das massas de água no perfil.

O diagrama T-S-e para o período de junho de 2006 (FIGURA 27), apresenta uma distribuição bimodal da salinidade da água, com as modas centradas em 34,25 e 36,25. Este padrão de distribuição sugere que a coluna de água esteve dominada por duas distintas massas de água, sendo uma mais salgada, associada à AT, e a outra menos salgada associada à AC. Vale ressaltar que neste período, as águas associadas à AC foram mais densas quando comparadas às AT. Isto só foi possível, porque as temperaturas associadas à AC apresentaram-se em média 2 graus mais baixas em comparação às temperaturas associadas à AT. A distribuição da temperatura foi unimodal, com a moda centrada em 20 °C, apresentando longa assimetria a direita, o que evidenciou uma retração da ACAS para as regiões ao largo da área de estudo.

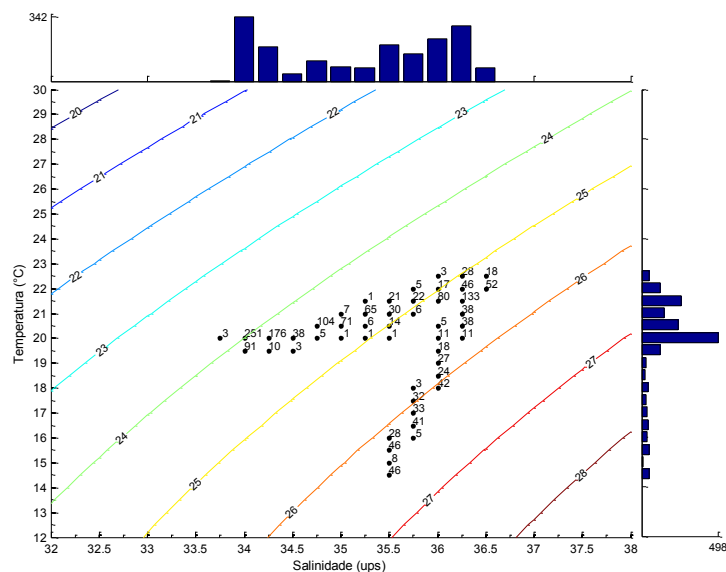


FIGURA 27 – Diagrama Temperatura-Salinidade Estatístico (T-S estatístico) espalhado, para todos os pontos interpolados, em todas as isóbatas, para a campanha de junho de 2006. As classes de temperatura e salinidade foram divididas em 0,5 °C e 0,25; respectivamente. O gráfico de barras no eixo das temperaturas representa a distribuição univariada das freqüências observadas da temperatura ao longo das classes estabelecidas. O gráfico de barras no eixo das salinidades representa a distribuição univariada das freqüências observadas da salinidade ao longo das classes estabelecidas. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade - 1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S.

A área total da radial, estimada pelo diagrama T-S-e, foi de 10,64 km<sup>2</sup>. A ACAS representou 25,95 % (2,76 km<sup>2</sup>) desta área e a AT 28,01 % (2,98 km<sup>2</sup>).

O diagrama T-S para o período de março de 2007 (FIGURA 28) apresentou grande semelhança com o diagrama T-S apresentado para período de março de 2006 (FIGURA 23). A mistura da AT e AC ocorreu entre 5 e 20 metros de profundidade, e a mistura da AT e ACAS entre 10 e 40 metros, preferencialmente na vertical. A mistura entre AC e ACAS ocorreu entre 5 e 20 metros. A falta de amostragens hidrográficas nas isóbatas entre 100 e 140 metros provocou a descontinuidade entre os índices termo-halinos da AT e AC e entre AT e ACAS.



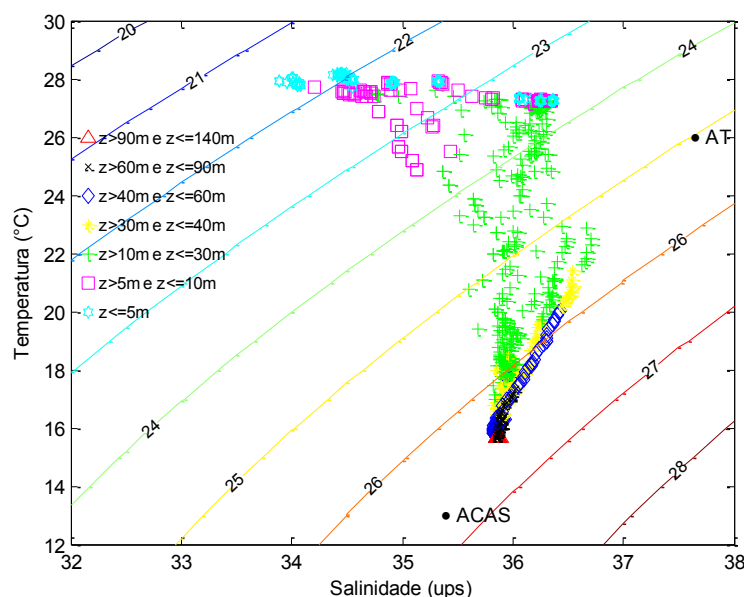


FIGURA 28 – Diagrama Temperatura-Salinidade (T-S) espalhado, para todos os pontos amostrados, em todas as isóbatas, para a campanha de março de 2007. As formas geométricas no gráfico informam as profundidades que foram coletas o par T-S da amostra em questão. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade -1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S. Os pontos pretos informam os índices termohalinos das águas tipo ACAS e AT, utilizados nos cálculos das porcentagens das massas de água no perfil.

Em relação à distribuição univariada da salinidade, esta apresentou duas características importantes, sendo: uma distribuição unimodal, centrada na classe 35,75; que demonstra a dominância de águas oceânicas; e uma forte assimetria a esquerda da distribuição, a qual foi relacionada com a presença de águas continentais de baixa salinidade (FIGURA 29). A distribuição da temperatura foi essencialmente bimodal, com as modas centradas em 16 °C e 27 °C. Comparando a distribuição unimodal da salinidade com a distribuição bimodal da temperatura, a moda que apresentou valores mais baixos de temperatura da água foi relacionada com a presença da ACAS na área de estudo. Por outro lado, a moda que apresentou os maiores valores de temperatura foi relacionada com as águas da AT e da AC, que, com exceção do período de inverno, sempre apresentaram valores muito próximos desta variável.

A área total da radial, estimada pelo diagrama T-S-e, foi de 5,42 km<sup>2</sup>. A área da ACAS representou 56,5 % (3,01 km<sup>2</sup>) da área total e a AT representou 28% (1,52 km<sup>2</sup>).

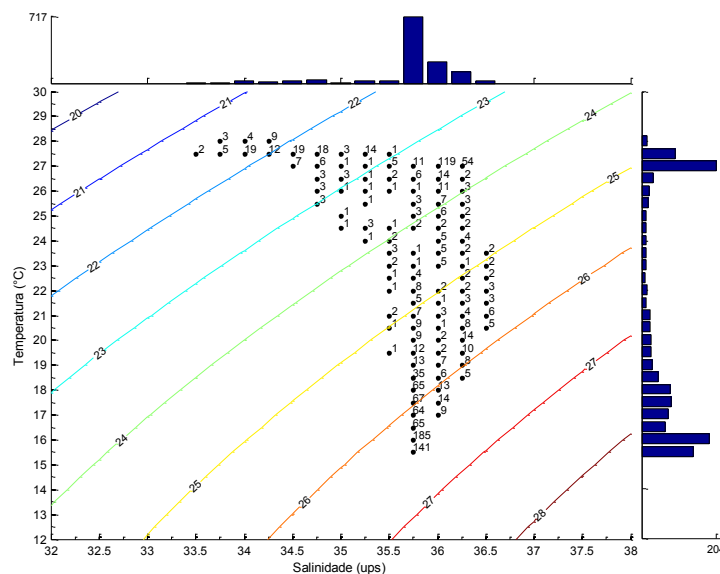


FIGURA 29 – Diagrama Temperatura-Salinidade Estatístico (T-S estatístico) espalhado, para todos os pontos interpolados, em todas as isóbatas, para a campanha de março de 2007. As classes de temperatura e salinidade foram divididas em 0,5 °C e 0,25; respectivamente. O gráfico de barras no eixo das temperaturas representa a distribuição univariada das frequências observadas da temperatura ao longo das classes estabelecidas. O gráfico de barras no eixo das salinidades representa a distribuição univariada das frequências observadas da salinidade ao longo das classes estabelecidas. As linhas contínuas no gráfico são os valores da anomalia da densidade (densidade - 1000) para o intervalo correspondente nos eixos T-S.

#### 4.2.2 Porcentagens das massas de água e estatística descritiva

Após a identificação das massas de água presentes na área de estudo, em cada período de amostragem, e dos índices T-S das águas tipos, foi possível calcular a porcentagem de cada massa de água num par T-S específico coletado. Um par T-S foi nomeado como sendo pertencente a uma determinada massa de água, se e somente se, este apresentasse um mínimo de mais de 50 % da massa de água em questão. Para a análise da distribuição espacial das massas de água ao longo da coluna de água foram elaborados perfis verticais e horizontais na forma de gráficos de isopletras. Para melhor compreensão da distribuição das massas de água são apresentados gráficos de barras para as áreas de cada massa de água para cada intervalo de isóbatas.

A área da radial, estimada pelo método de integração trapezoidal, foi de 11,8km<sup>2</sup>. Para o mês de março de 2007, devido a menor amostragem, somente entre a isóbata de 20 m e 100 m, a área total estimada foi de 5,96 km<sup>2</sup>.

#### 4.2.2.1 Período de janeiro de 2006 – Verão

No período de janeiro de 2006 (FIGURA 30 e 31) a AC esteve presente na superfície da região costeira até aproximadamente 130 km em direção ao largo, e em profundidades menores do que 20 metros. A área de cobertura da AC foi de 1,95 km<sup>2</sup> (16,53% da área do perfil). Em relação à ACAS, esta esteve presente como uma massa de água de fundo e de subsuperfície em todo o perfil. Entre as isóbatas de 20 a 70 metros, a profundidade média do limite superior da ACAS foi de 25 metros. Entre as isóbatas de 80 e aproximadamente 120 metros observou-se uma ascensão da ACAS na coluna de água como resultado da topografia de fundo, que pode ter agido como uma barreira ao movimento da ACAS em direção a costa. Esta ascensão na coluna de água foi observada nos gráficos de isopletas apresentados na seção 4. A partir da isóbata de 120 metros, o limite superior da ACAS esteve mais profundo, com o mínimo em 75 metros na isóbata de 140 metros. Em relação a sua área, a ACAS dominou a coluna de água, com 6,02 km<sup>2</sup> ( 51,01 % da área do perfil).

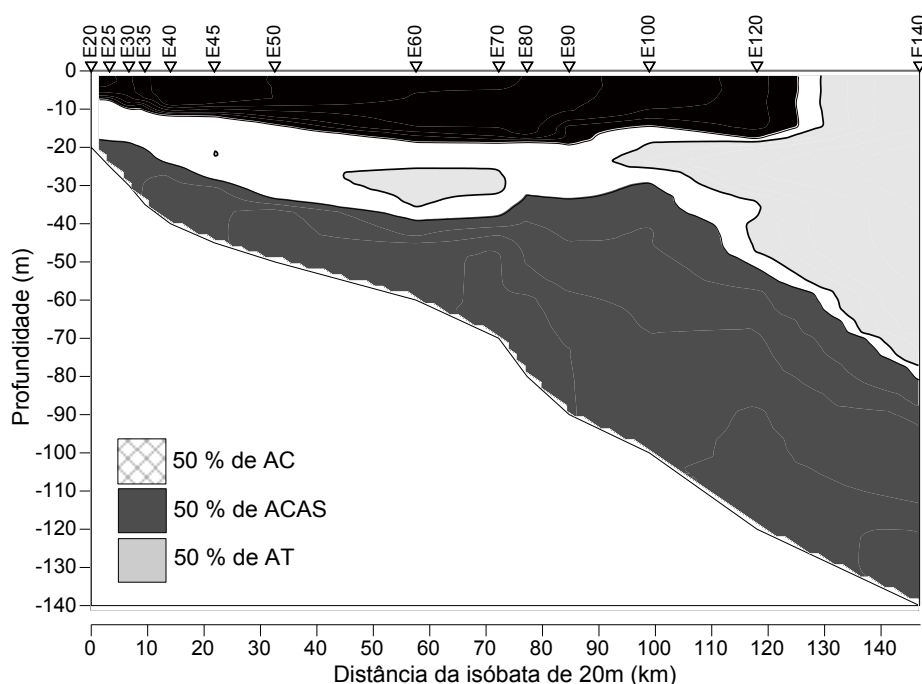


FIGURA 30 – Distribuição das massas de água, com mínimo de 50 % de contribuição, da AC, ACAS e AT para o mês de janeiro de 2006.

A área da AT foi de 2,01 km<sup>2</sup> ( 17,05 % da área do perfil), sendo a segunda em termos de área total de abrangência. A AT esteve limitada às regiões ao largo como uma massa de água de superfície e subsuperfície. Nota-se que entre as isóbatas de 120 e 50 metros a AT esteve presente entre a AC e a ACAS, como uma feição na forma de uma língua delgada.

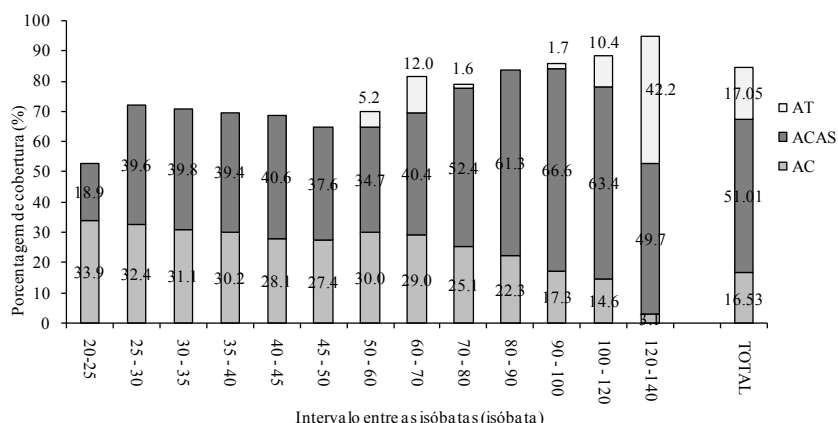


FIGURA 31 – Porcentagem das áreas ocupadas pelas massas de água na coluna de água, em cada isóbata e pelo total no perfil hidrográfico. Valores calculados para o mês de janeiro de 2006.

A FIGURA 32 apresenta os valores estatísticos descritivos da ACAS, AC e AT, para as variáveis temperatura, salinidade e densidade. A  $\mu_T$  ( $\mu_T$  = média da temperatura) da AC foi de 27,18 °C; sendo 38,02 % maior do que a  $\mu_T$  da ACAS (16,85 °C) e 12,54 % maior do que a  $\mu_T$  da AT (23,77 °C). A AT apresentou a menor homogeneidade térmica. O  $\sigma_T$  ( $\sigma_T$  = desvio padrão da temperatura) para a AT foi de 2,03 °C; e de 1,39 °C e 0,6 °C, para a ACAS e AC, respectivamente. O intervalo de variação da temperatura foi de 14,13 °C – 19,92 °C para a ACAS; 24,79 °C – 28,50 °C para a AC e de 20,04 °C – 26,6 °C para a AT.

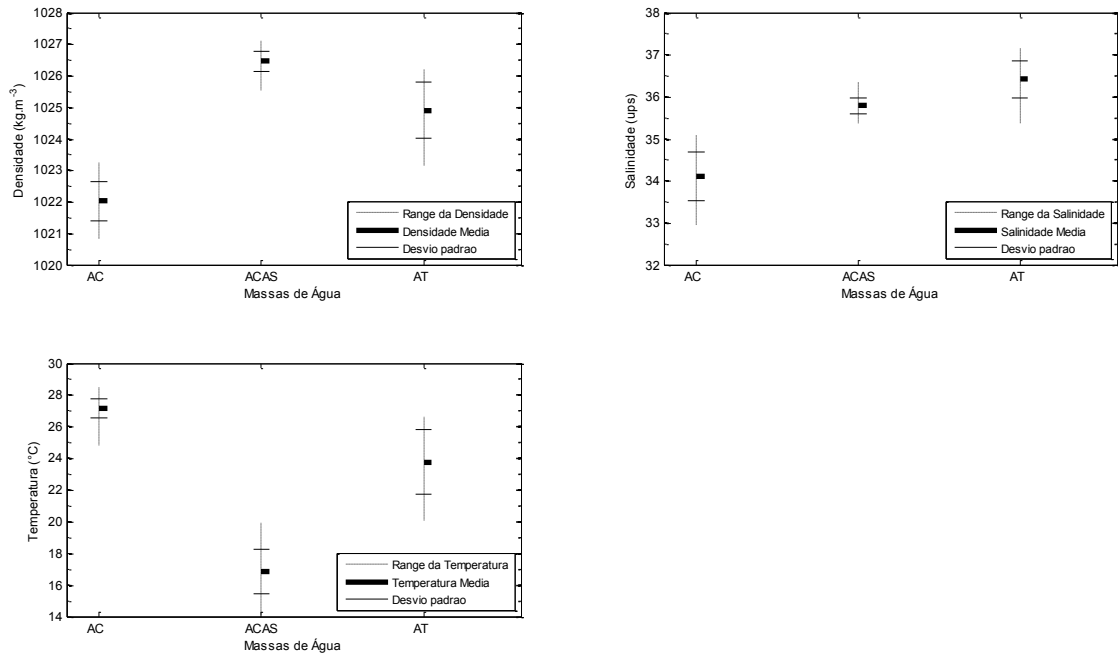


FIGURA 32 – Estatística descritiva para as massas de Água AC, ACAS e AT para o mês de janeiro de 2006. O quadro (a) é a densidade, (b) a salinidade e (c) a temperatura. Para cada massa de água, a barra azul grossa horizontal é a média, as linhas horizontais azuis é o desvio padrão, e a linha pontilhada vertical o range da variável em questão (entre o mínimo e o máximo valor observado).

Em relação à salinidade foi observado um gradiente da  $\mu_S$  ( $\mu_S$  = média da salinidade) entre AC (34,11), ACAS (35,78) e AT (36,41). O  $\sigma_S$  foi maior para a AC (0,58), menor para a ACAS (0,18) e intermediário para a AT (0,44). Estes valores de  $\sigma_S$  ( $\sigma_S$  = desvio padrão da salinidade) refletiram os intervalos da salinidade, que foram de 32,93 – 35,09 para a AC; de 35,36 – 36,34 para a ACAS e 35,36 – 37,15 para a AT.

Como esperado, devido às baixas salinidades e altas temperaturas, o menor valor de  $\mu_D$  ( $\mu_D$  = média da densidade) foi encontrado para a AC (1022 kg m<sup>-3</sup>), quando comparado a AT (1024,9 kg m<sup>-3</sup>) e a ACAS (1026,5 kg m<sup>-3</sup>). O  $\sigma_D$  ( $\sigma_D$  = Desvio padrão da densidade) foi maior para a AT (0,88 kg m<sup>-3</sup>), menor para a ACAS (0,31 kg m<sup>-3</sup>) e intermediário para a AC (0,62 kg m<sup>-3</sup>).

Tabela 10 – Valores estatísticos descritivos para as massas de água (50 %) em janeiro de 2006

Massa de Água	Parâmetro	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
ACAS	Temperatura	14.13	19.92	16.85	1.39
ACAS	Densidade	1025.5	1027.1	1026.5	0.31
ACAS	Salinidade	35.36	36.34	35.78	0.18
AC	Temperatura	24.79	28.50	27.18	0.60
AC	Densidade	1020.8	1023.2	1022	0.62
AC	Salinidade	32.93	35.09	34.11	0.58
AT	Temperatura	20.04	26.60	23.77	2.04
AT	Densidade	1023.1	1026.2	1024.9	0.88
AT	Salinidade	35.36	37.15	36.41	0.44

Temperatura em °C; Densidade em  $\text{kg m}^{-3}$ ; Salinidade em  $\text{g kg}^{-1}$ .

FONTE: O Autor.

#### 4.2.2.2 Período de março de 2006 – Outono

Para o período de março de 2006 (FIGURA 33 e 34), a AC foi encontrada espalhando-se da região costeira até aproximadamente a isóbata de 100 metros (100 km de distância). Entre as isóbatas de 20 e 45 metros, a AC esteve em mais de 70 % da coluna de água. Entre as isóbatas de 50 e 100 metros a abrangência da AC diminuiu e se restringiu à superfície, em média em profundidades não maiores a 20 metros. A área total da AC foi de 1,95  $\text{km}^2$  (16,51 % da área total do perfil).

Em relação ao período anterior, foi observado um recuo da ACAS em direção às regiões ao largo da área de estudo. Em março, a ACAS esteve presente a partir de 50 km da isóbata de 20 metros, no fundo, e até a região ao largo. Como no período anterior, foi observada uma ascensão da ACAS na coluna de água entre as isóbatas de 60 e 90 metros, na profundidade média de 30 metros. Especula-se que esta ascensão também foi resultado da interação dos movimentos da ACAS em direção à costa com a topografia da plataforma continental. A partir da isóbata de 100 metros o limite superior da ACAS esteve em média a 60 metros de profundidade. Apesar da diminuição de 11% na sua área em relação ao período anterior, a ACAS dominou a coluna de água com 4,75  $\text{km}^2$  (40,23 % da área total do perfil).

A AT esteve presente como uma massa de água superficial e de subsuperfície, limitada às regiões ao largo. Entre as isóbatas de 100 e 140 metros a

AT e a ACAS dividiram a coluna de água em duas partes praticamente iguais, ficando a AT na parte superior e a ACAS na parte inferior. Um pequeno núcleo de AT foi observado na isóbata de 50 metros, em média a 40 metros de profundidade. Levando-se em conta a distribuição geral das massas de água neste período, este fato pode evidenciar que em algum momento a AT esteve mais uma vez entre a AC e a ACAS. A contribuição da AT na área total do perfil foi 11 % maior do que no período anterior, sendo de 3,21 km<sup>2</sup> (27,2% da área total do perfil).

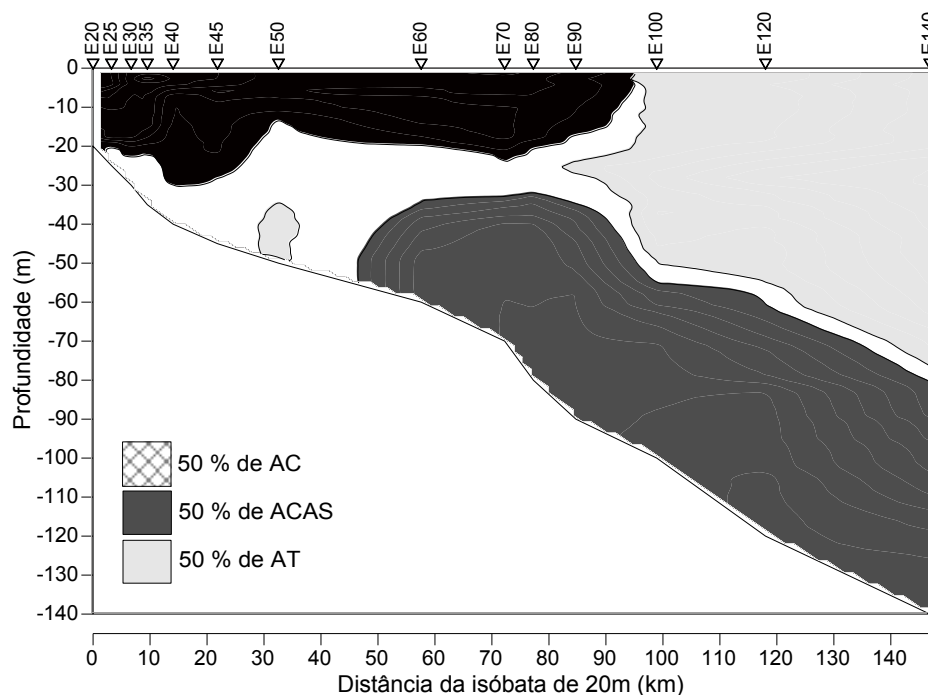


FIGURA 33 – Distribuição das massas de água, com mínimo de 50 % de contribuição, da AC, ACAS e AT para o mês de março de 2006.

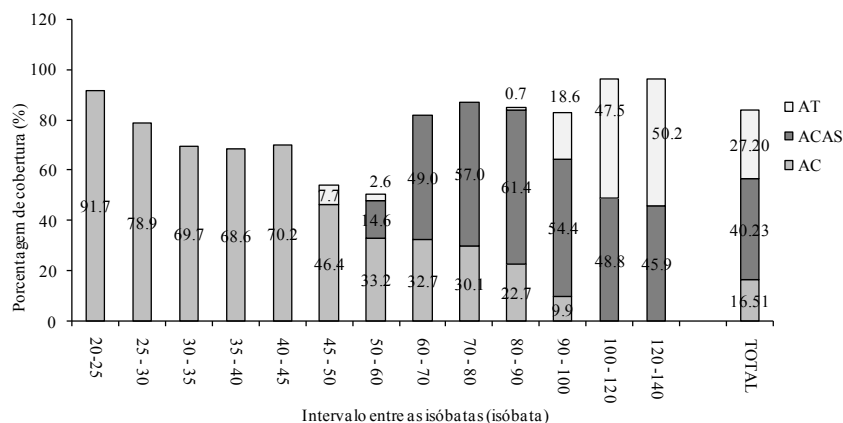


FIGURA 34 – Porcentagem das áreas ocupadas pelas massas de água na coluna de água, em cada isóbata e pelo total no perfil hidrográfico. Valores calculados para o mês de março de 2006.

A FIGURA 35 demonstra as estatísticas descritivas para as massas de água para o período de março de 2006. A  $\mu_T$  foi maior para as águas superficiais, sendo mais elevada para a AC (26,5 °C), intermediária para a AT (23,93 °C) e menor para a ACAS (16,87 °C). O  $\sigma_T$  foi maior para as águas de origem oceânicas, sendo de 2,26 °C para a AT; 1,41 °C para a ACAS e somente de 0,4 °C para a AC. O range térmico também refletiu no  $\sigma_T$ , demonstrando uma homogeneidade térmica para a AC (25,78 °C – 27,65 °C); menor homogeneidade para a ACAS (14,84 °C – 22,55 °C) e AT (20,22 °C – 27,32 °C).

Como no período anterior, ocorreu um gradiente halino entre as águas de origem costeira e oceânica, sendo o  $\mu_S$  da AC de 35,53; de 35,84 para a ACAS e 36,51 para a AT. O  $\sigma_S$  foi pequeno para todas as massas de água, em média de 0,22. O intervalo de variação da salinidade também foi pequeno para todas as massas de água, sendo de 34,62 – 35,96 para a AC; entre 35,53 – 36,91 para a ACAS e de 35,98 – 37,1 para a AT.

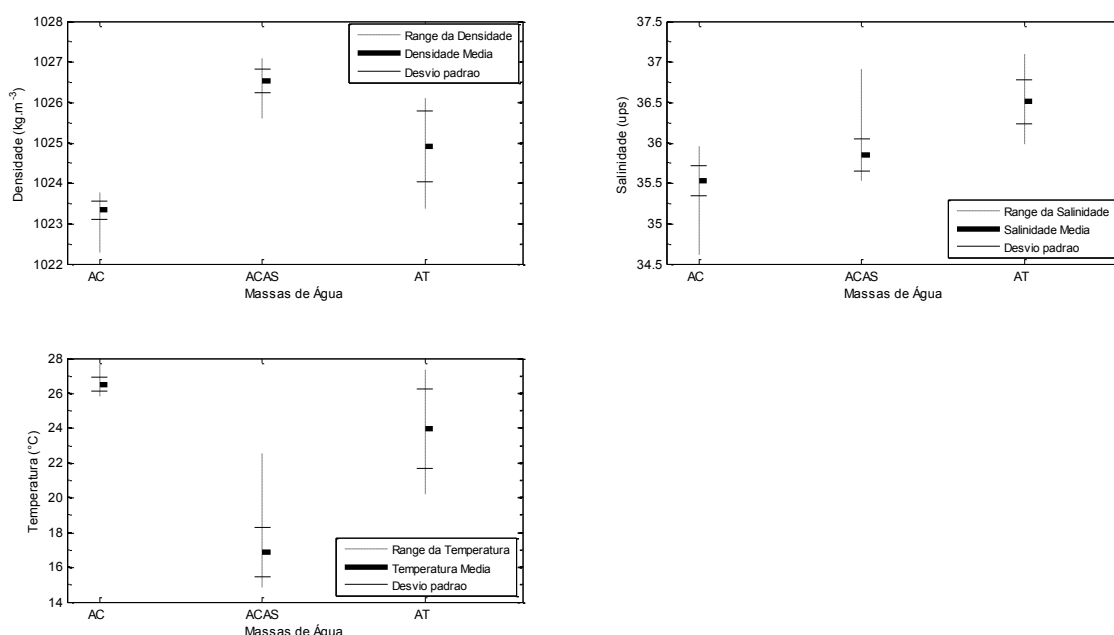


FIGURA 35 – Estatística descritiva para as massas de Água AC, ACAS e AT para o mês de março de 2006. O quadro (a) é a densidade, (b) a salinidade e (c) a temperatura. Para cada massa de água, a barra azul grossa horizontal é a média; as linhas horizontais azuis é o desvio padrão; e a linha pontilhada vertical o range da variável em questão (entre o mínimo e o máximo valor observado).



Em relação à densidade, a AC apresentou o menor valor de  $\mu_D$ , sendo de 1023,3 kg m<sup>-3</sup>; seguido pelo valor da AT, de 1024,9 kg m<sup>-3</sup>; e da ACAS, de 1027,1 kg m<sup>-3</sup>. Os valores de  $\sigma_D$  seguiram o padrão dos valores de temperatura e salinidade médios.

TABELA 11 – Valores estatísticos descritivos para as massas de água (50 %) em março de 2006

Massa de Água	Parâmetro	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
ACAS	Temperatura	14.84	22.55	16.87	1.41
ACAS	Densidade	1025.6	1027.1	1026.5	0.29
ACAS	Salinidade	35.53	36.91	35.84	0.20
AC	Temperatura	25.78	27.65	26.50	0.40
AC	Densidade	1022.3	1023.8	1023.3	0.24
AC	Salinidade	34.61	35.96	35.53	0.19
AT	Temperatura	20.22	27.32	23.96	2.26
AT	Densidade	1023.4	1026.1	1024.9	0.87
AT	Salinidade	35.98	37.10	36.51	0.27

Temperatura em °C; Densidade em kg m<sup>-3</sup>; Salinidade em g kg<sup>-1</sup>.

FONTE: O Autor.

#### 4.2.2.3 Período de abril de 2006 – Outono

Para o período de abril de 2006 (FIGURA 36 e 37), a partir do gráfico de isopletras para a distribuição das massas de água, pode-se verificar a dominância da AC, em termos de área, com 4,29 km<sup>2</sup> (36,33% da área total do perfil). Em relação a sua distribuição espacial foi observado que a AC ocupou toda a coluna de água das regiões costeiras até a isóbata de 70 metros. A partir desta isóbata e até a isóbata de 100 metros a AC ocupou a superfície até a profundidade 30 metros.

A ACAS ocupou um pouco mais da metade da coluna de água das regiões entre a isóbata de 100 metros e 140 metros. Seu limite superior esteve em média a 55 metros de profundidade. A área total da ACAS para este período foi de 3,72 km<sup>2</sup> (31,49% da área total do perfil). A AT ocupou a superfície e subsuperfície das regiões mais ao largo da área de estudo, sendo sua área total de 2,59 km<sup>2</sup> (21,92% da área total do perfil).

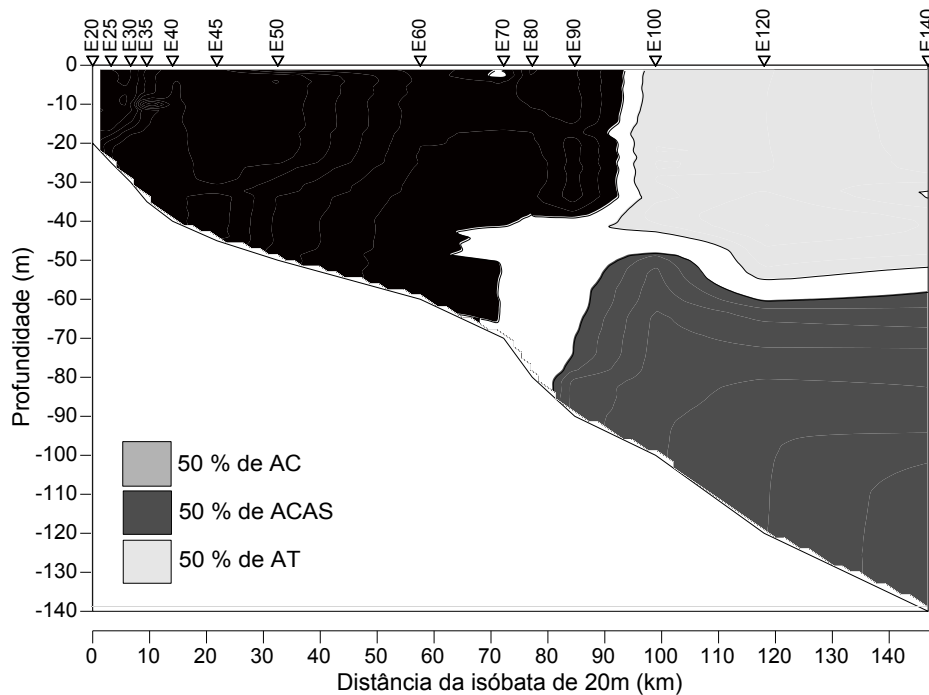


FIGURA 36 – Distribuição das massas de água, com mínimo de 50 % de contribuição, da AC, ACAS e AT para o mês de abril de 2006.

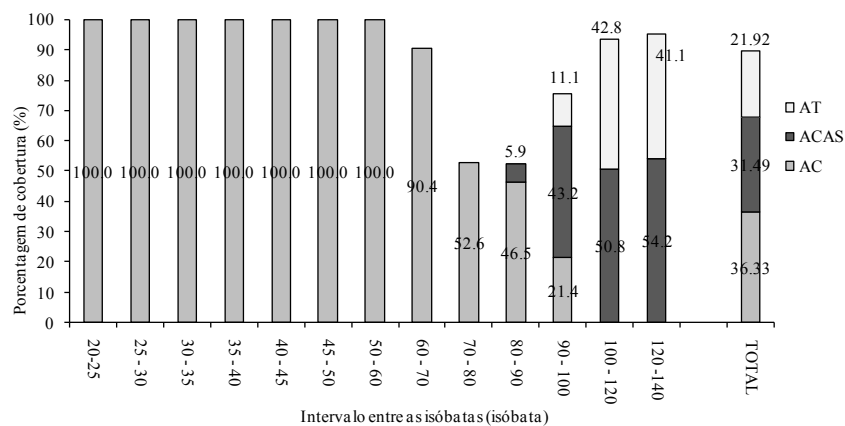


FIGURA 37 – Porcentagem das áreas ocupadas pelas massas de água na coluna de água, em cada isóbata e pelo total no perfil hidrográfico. Valores calculados para o mês de abril de 2006.

A FIGURA 38 demonstra as estatísticas descritivas para as massas de água para o período de abril de 2006. Como nos períodos anteriores, o maior valor de  $\mu_T$  foi encontrado para a AC (24,35 °C) e AT (23,92 °C), sendo o menor valor observado para a ACAS (16,98 °C). Em relação ao  $\sigma_T$ , o menor valor foi encontrado para a AC (0,17 °C), seguido pelo valor alcançado pela ACAS (1,05 °C) e AT (1,22 °C). O range da temperatura foi maior para as águas de origem oceânica, sendo de

15,17 °C – 19,35 °C para a ACAS e 20,74 °C – 25,17 °C para a AT, quando comparados com o intervalo da temperatura observado para a AC, de 23,63 °C – 24,82 °C.

Os valores de  $\mu_S$  para a AC e AT foram muito próximos, sendo de 36,08 e 36,63, respectivamente. O valor encontrado para a ACAS foi de 35,78. A AT apresentou uma homogeneidade halina média muito forte, fato evidenciado pelo baixo valor do  $\sigma_S$  calculado, de apenas 0,08. Os valores de  $\sigma_S$  para a AC e ACAS foram de 0,22 e 0,13, respectivamente. O intervalo da salinidade para a AT foi pequeno, entre 36,46 – 36,81, mesmo quando comparado com os pequenos intervalos de salinidade encontrados para a ACAS, de 35,63 – 36,23; e AC, de 35,41 – 36,39.

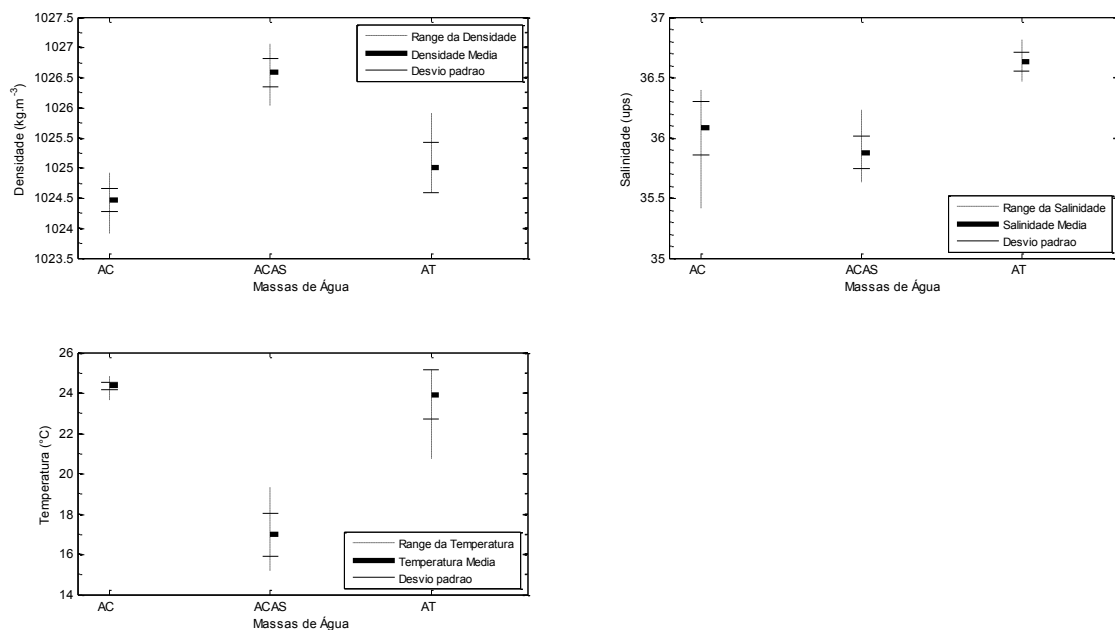


FIGURA 38 – Estatística descritiva para as massas de Água AC, ACAS e AT para o mês de abril de 2006. O quadro (a) é a densidade, (b) a salinidade e (c) a temperatura. Para cada massa de água, a barra azul grossa horizontal é a média; as linhas horizontais azuis é o desvio padrão; e a linha pontilhada vertical o range da variável em questão (entre o mínimo e o máximo valor observado).

A densidade média seguiu o padrão encontrado nos outros períodos de amostragem, sendo menor para a AC (1024,5 kg m<sup>-3</sup>), intermediária para a AT (1025 kg m<sup>-3</sup>) e maior para a ACAS (1027,1 kg m<sup>-3</sup>).

TABELA 12 – Valores estatísticos descritivos para as massas de água (50 %) em abril de 2006

Massa de Água	Parâmetro	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
ACAS	Temperatura	15.17	19.35	16.98	1.05
ACAS	Densidade	1026	1027.1	1026.6	0.24
ACAS	Salinidade	35.63	36.23	35.88	0.13
AC	Temperatura	23.63	24.82	24.35	0.17
AC	Densidade	1023.9	1024.9	1024.5	0.19
AC	Salinidade	35.41	36.40	36.08	0.22
AT	Temperatura	20.74	25.17	23.92	1.22
AT	Densidade	1024.6	1025.9	1025	0.42
AT	Salinidade	36.46	36.81	36.63	0.07

Temperatura em °C; Densidade em kg m<sup>-3</sup>; Salinidade.

FONTE: O Autor.

#### 4.2.2.4 Período de junho de 2006 – Outono

Para o período de junho de 2006, o gráfico de isopletras e de barras (FIGURA 39 e 40) da distribuição espacial das massas de água apresenta uma configuração marcadamente distinta em comparação às distribuições observadas nos períodos anteriores. A AC esteve presente em toda a coluna de água da isóbata de 20 metros até a isóbata de 45 metros. A partir desta isóbata, a isolinha que delimita a AC encurvou-se em direção à superfície, encontrando-a próximo à isóbata de 120 metros. Um pequeno núcleo de AC foi identificado na isóbata de 140 metros. A área total da AC foi de 3,98 km<sup>2</sup> (33,7% da área total do perfil).

A distribuição espacial da AT para este período, no entanto, foi a que apresentou a maior diferença entre os meses observados. Enquanto nos outros períodos a maior área da AT esteve limitada principalmente nas regiões ao largo da área de estudo, no período de inverno a AT esteve presente como uma massa de água subsuperficial entre a isóbata de 140 metros até próximo à isóbata 60 metros. A posição da AT na coluna de água foi intermediária entre a AC e a ACAS. Em termos de área, a AT obteve 3,02 km<sup>2</sup> (25,59 % da área total do perfil).

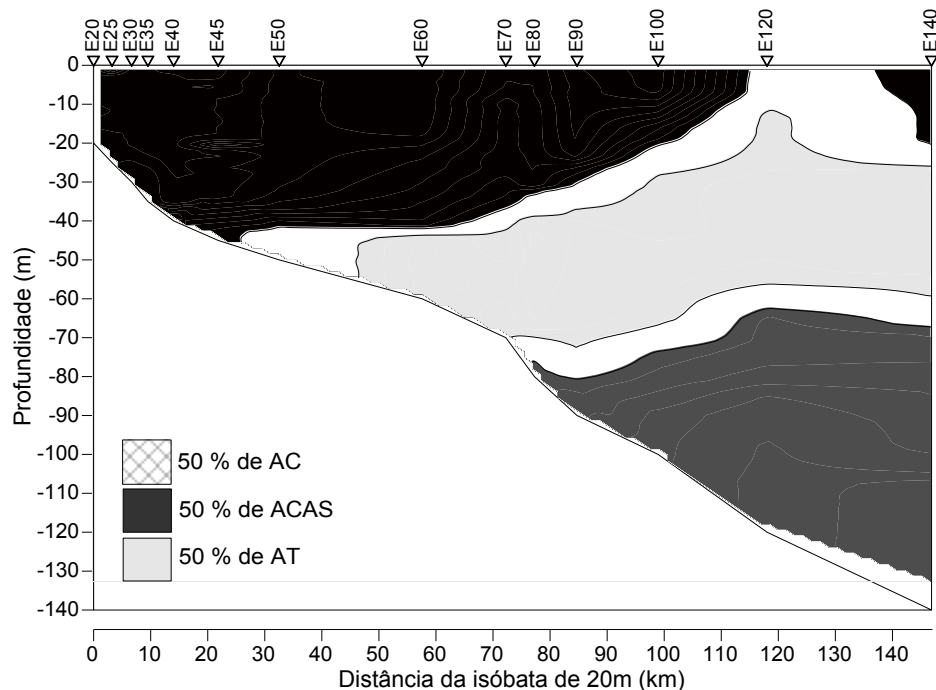


FIGURA 39 – Distribuição das massas de água, com mínimo de 50 % de contribuição, da AC, ACAS e AT para o mês de junho de 2006.

A distribuição da ACAS no período de inverno apresentou o maior recuo em direção ao largo, quando comparada aos períodos anteriores. A distribuição espacial da ACAS na área de estudo esteve limitada entre as isóbatas de 70 e 140 metros, sendo que, seu limite superior não ultrapassou a profundidade de 60 metros (isóbata de 120 metros), ficando em média a 70 metros de profundidade. A área da ACAS foi a menor em relação às áreas observadas para a AT e AC, com valor de 2,59 km<sup>2</sup> (24,99% da área total do perfil).

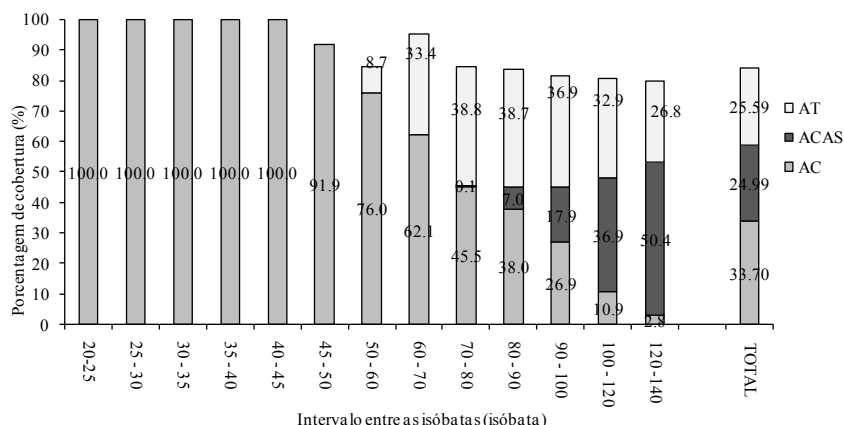


FIGURA 40 – Porcentagem das áreas ocupadas pelas massas de água na coluna de água, em cada isóbata e pelo total no perfil hidrográfico. Valores calculados para o mês de junho de 2006.

A FIGURA 41 apresenta os valores estatísticos descritivos para as massas de água no período de junho de 2006. Neste período, o valor de  $\mu_T$  para a AC foi o menor registrado entre os períodos de coleta de dados, sendo de 20,39 °C. Os valores para a ACAS e AT foram 16,85 °C e 21,82 °C, respectivamente. De maneira geral, os  $\sigma_T$  calculados para todas as massas de água foram pequenos, sendo de 0,33 °C para a AC; 0,44 °C para a AT e 1,14 °C para a ACAS. O intervalo da temperatura foi maior para as águas de origem oceânica, a ACAS apresentou valores entre 14,94 °C – 19,04 °C; a AT entre 20,47 °C – 22,97 °C; e a AC entre 19,79 °C – 21,39 °C.

Os valores calculados da  $\mu_S$  seguiram os padrões encontrados nos períodos anteriores, sendo menor para a AC (34,6), intermediário para a ACAS (35,83) e maior para a AT (36,34). Os  $\sigma_S$  calculados foram baixos para todas as massas de água, sendo em média de 0,21. De maneira geral, estes baixos valores de  $\sigma_S$  podem ser explicados pelo pequeno intervalo de salinidade encontrado nas massas de água; a ACAS obteve valores entre 35,56 – 36,16, a AT obteve valores entre 35,99 – 36,58, e a AC no range de 34,04 – 35,67.

Em relação à densidade, como nos períodos anteriores, foi observado um gradiente entre as águas de origens costeiras e oceânicas. A  $\mu_D$  da AC foi de 1024,4 kg m<sup>-3</sup>; sendo de 1025,5 kg m<sup>-3</sup> e 1026,6 kg m<sup>-3</sup> para a AT e ACAS, respectivamente. O intervalo da densidade foi praticamente igual para as três massas de água, diferindo somente nos valores mínimos e máximos para a AC, os quais estiveram

entre  $1024 \text{ kg m}^{-3}$  –  $1025 \text{ kg m}^{-3}$ ; entre  $1026,2 \text{ kg m}^{-3}$  –  $1027 \text{ kg m}^{-3}$  para a ACAS e entre  $1025 \text{ kg m}^{-3}$  –  $1026 \text{ kg m}^{-3}$  para a AT.

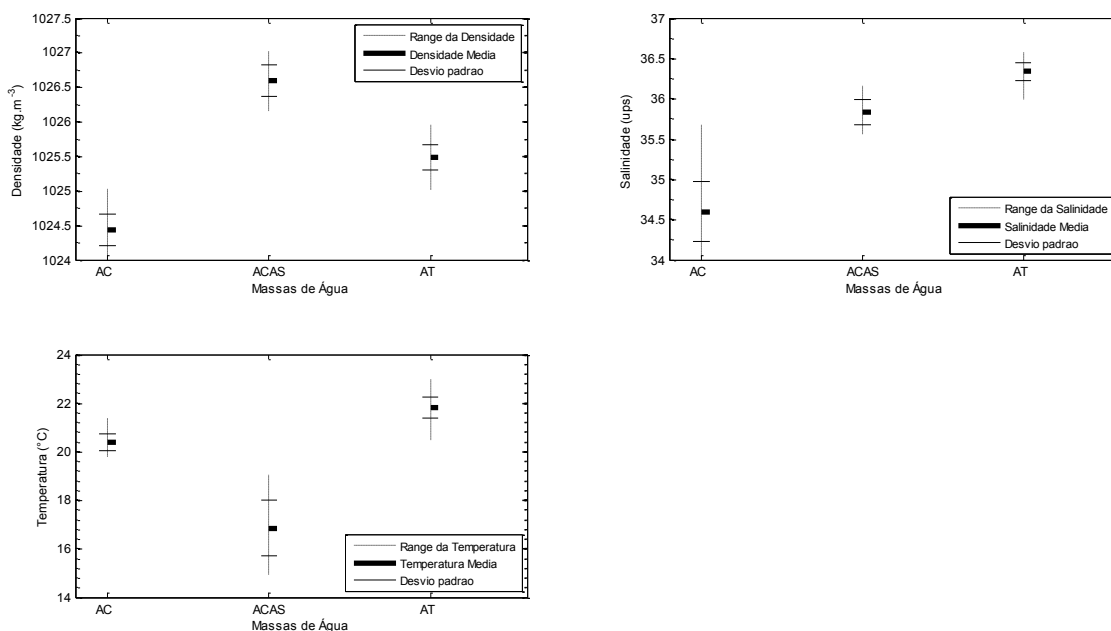


FIGURA 41 – Estatística descritiva para as massas de Água AC, ACAS e AT para o mês de junho de 2006. O quadro (a) é a densidade, (b) a salinidade e (c) a temperatura. Para cada massa de água, a barra azul grossa horizontal é a média; as linhas horizontais azuis é o desvio padrão; e a linha pontilhada vertical o range da variável em questão (entre o mínimo e o máximo valor observado).

TABELA 13 – Valores estatísticos descritivos para as massas de água (50 %) em junho de 2006

Massa de Água	Parâmetro	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
ACAS	Temperatura	14.94	19.04	16.85	1.14
ACAS	Densidade	1026.2	1027	1026.6	0.22
ACAS	Salinidade	35.56	36.16	35.83	0.16
AC	Temperatura	19.79	21.39	20.39	0.33
AC	Densidade	1024	1025	1024.4	0.23
AC	Salinidade	34.04	35.67	34.60	0.37
AT	Temperatura	20.47	22.97	21.82	0.44
AT	Densidade	1025	1026	1025.5	0.19
AT	Salinidade	35.99	36.58	36.34	0.11

Temperatura em  $^{\circ}\text{C}$ ; Densidade em  $\text{kg m}^{-3}$ ; Salinidade em  $\text{g kg}^{-1}$ .

FONTE: O Autor.

#### 4.2.2.5 Período de março de 2007 – Outono

Para o período de março de 2007 (FIGURA 42 e 43), a distribuição das massas de água apresentou a dominância da ACAS, em termos de área, sobre AT e AC, com 3,48 km<sup>2</sup> (58,44 % da área do perfil). Em relação a sua distribuição espacial, a ACAS esteve presente como uma massa de água de fundo e de subsuperfície, espalhando-se em todas as isóbatas. O seu limite superior esteve em média a 25 metros de profundidade, sendo o máximo, a aproximadamente 40 metros da superfície, na isóbata de 100 metros; e o mínimo a 15 metros de profundidade na isóbata de 20 metros.

A AC esteve limitada à superfície e entre as isóbatas de 20 e 60 metros. Considerando os meses amostrados, o mês de março de 2007 foi o que apresentou a menor contribuição da AC em termos de área do perfil, apenas 0,44 km<sup>2</sup> (7,46 % da área total do perfil).

Em relação a AT, observou-se uma grande diferença na distribuição espacial entre o cruzeiro de 2006 e o efetuado em março 2007. Neste período, a AT esteve presente das regiões mais ao largo até as regiões mais costeiras, chegando seu limite mais à costa na isóbata de 40 metros, estando seu limite superior a aproximadamente 15 metros de profundidade. Em termos de área total, a AT obteve 1,65 km<sup>2</sup> (27,6 % da área total do perfil).



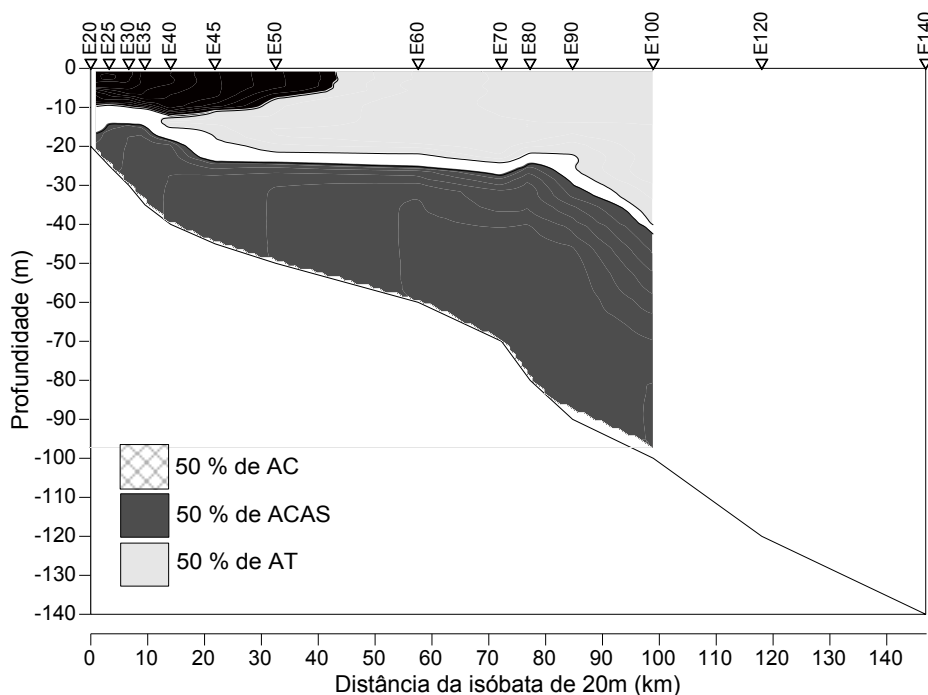


FIGURA 42 – Distribuição das massas de água, com mínimo de 50 % de contribuição, da AC, ACAS e AT para o mês de março de 2007.

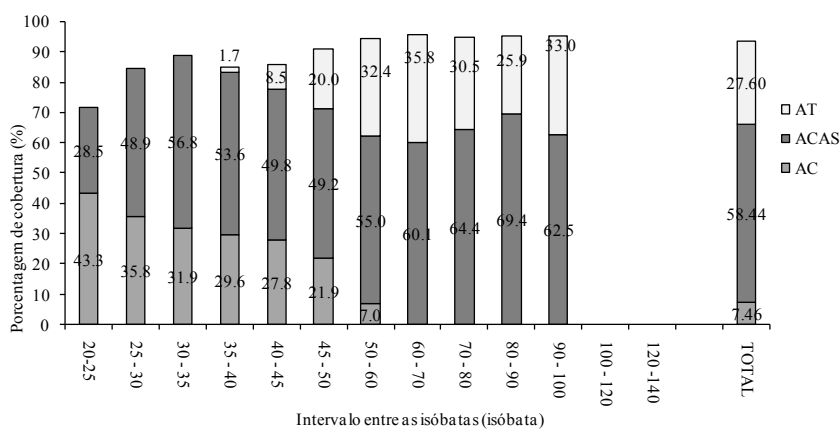


FIGURA 43 – Porcentagem das áreas ocupadas pelas massas de água na coluna de água, em cada isóbata e pelo total no perfil hidrográfico. Valores calculados para o mês de março de 2007.

A FIGURA 44 demonstra valores estatísticos descritivos para as massas de água para o período de março de 2007. A  $\mu_T$  foi maior para as águas superficiais e subsuperficiais, sendo de 27,65 °C e 26,18 °C para a AC e AT, respectivamente; e de 16,89 °C para a ACAS. O maior intervalo de valores foi observado para a AT (20,05°C – 27,67°C), o que refletiu num maior  $\sigma_T$  (1,78 °C).

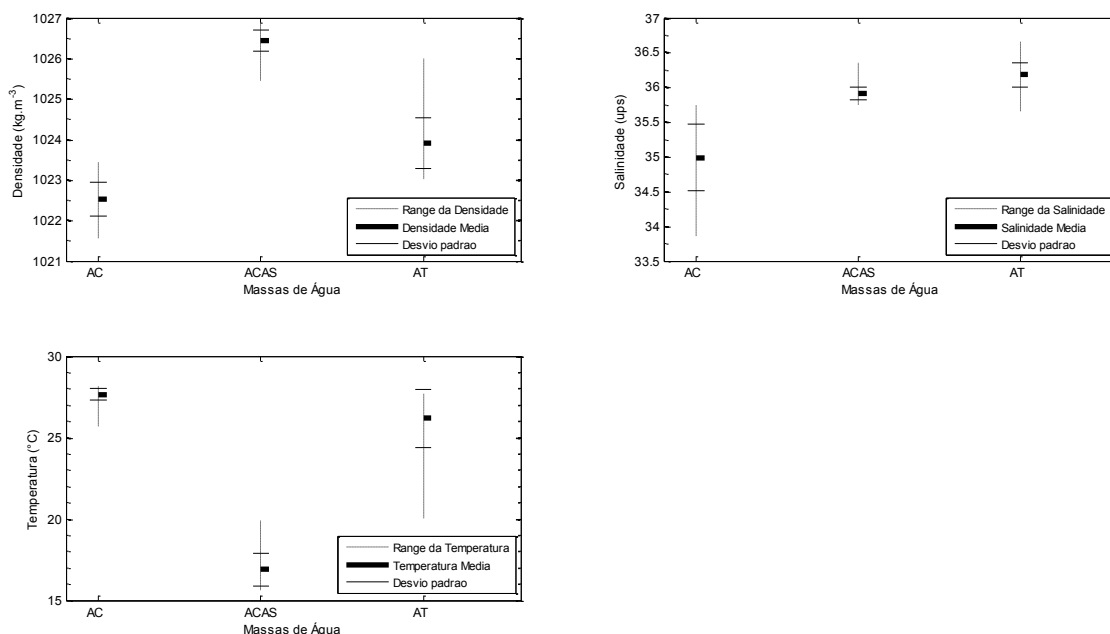


FIGURA 44 – Estatística descritiva para as massas de Água AC, ACAS e AT para o mês de março de 2007. O quadro (a) é a densidade, (b) a salinidade e (c) a temperatura. Para cada massa de água, a barra azul grossa horizontal é a média; as linhas horizontais azuis é o desvio padrão; e a linha pontilhada vertical o range da variável em questão (entre o mínimo e o máximo valor observado).

Em relação aos valores de salinidade, foi observado um gradiente entre a AC, ACAS e AT, com valores associados de  $\mu_S$  de 34,99; 35,91 e 36,66, respectivamente. O maior intervalo de valores de salinidade foi encontrado para a AC (33,86 – 35,75), sendo maior também o  $\sigma_S$  associado, 0,48. Os valores descritivos da ACAS demonstraram uma massa de água bastante homogênea em relação a variação interna de sais, evidenciado pelo pequeno intervalo de valores encontrado, sendo de 35,75 a 36,36; e pequeno  $\sigma_S$  associado, em cerca de 0,08.

TABELA 14 – Valores estatísticos descritivos para as massas de água (50 %) em março de 2007

Massa de Água	Parâmetro	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
ACAS	Temperatura	15.64	19.93	16.89	0.99
ACAS	Densidade	1025.4	1026.9	1026.4	0.23
ACAS	Salinidade	35.75	36.36	35.91	0.08
AC	Temperatura	25.69	28.13	27.65	0.36
AC	Densidade	1021.6	1023.4	1022.5	0.41
AC	Salinidade	33.86	35.75	34.99	0.48
AT	Temperatura	20.05	27.67	26.18	1.78
AT	Densidade	1023	1026	1023.9	0.63
AT	Salinidade	35.65	36.66	36.18	0.17

Temperatura em °C; Densidade em  $\text{kg m}^{-3}$ ; Salinidade em  $\text{g kg}^{-1}$ .

FONTE: O Autor.

A FIGURA 45 demonstra um resumo dos valores de porcentagens das massas de água em função do tempo. Como discutido anteriormente, os maiores valores calculados da área da ACAS na coluna de água ocorreram nos meses de verão, decrescendo linearmente até o período de inverno. De maneira geral, os valores calculados para a área da AT aumentaram entre janeiro e junho de 2006, um padrão inverso ao encontrado para a ACAS. Para evidenciar numericamente este padrão inverso entre as áreas da ACAS e AT, foi calculado o coeficiente de correlação de Pearson para as áreas destas massas de água entre os períodos de janeiro a junho de 2006. O valor encontrado foi de 0,62. A área da AC foi maior nos meses de abril e junho, quando foi maior em relação às áreas da AT e ACAS.

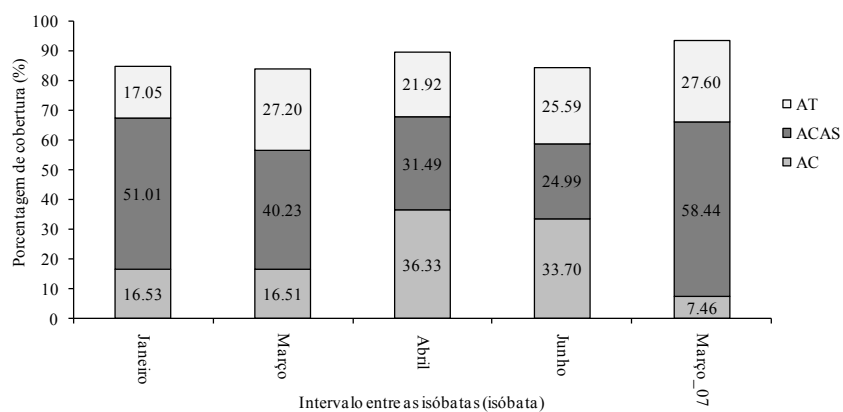


FIGURA 45 – Porcentagem total da área de cobertura das massas de água na radial em função do tempo.

## 5 DISCUSSÃO

Nesta seção é apresentada uma discussão a respeito dos dados analisados na seção 3, fazendo paralelos entre o padrão hidrográfico apresentado na seção 3.1 com as massas de água identificadas na seção 3.2. No desfecho desta seção é apresentada uma discussão a respeito das escalas de variabilidades encontradas no trabalho e as que podem influenciar a hidrografia da região.

### 5.1 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na porção sul da Plataforma Continental Sudeste Brasileira, na região costeira e oceânica adjacente à cidade de Itajaí ( $\sim 27^\circ\text{S}$ ), foram encontradas diferenças no que concerne ao padrão térmico, halino e de densidade, ao longo da coluna de água para os diferentes meses amostrados. Esta diferença foi evidente na escala sazonal, entre os períodos de verão e inverno, padrão concordante com trabalhos anteriores. Análises hidrográficas efetuadas sobre as amostras de T-S ao longo dos períodos amostrados revelaram o padrão de circulação largamente conhecido para a PCSE – o avanço da ACAS sobre as regiões internas da PC no período de verão e sua recessão no inverno para regiões ao largo. Além da ACAS, foram identificadas ainda as massas de água AT e AC.

De maneira geral, os dados hidrográficos apresentados na seção 4, demonstraram que a presença da ACAS na região e sua mistura com a AT e AC, tiveram um papel importante na formação e na modulação dos gradientes térmicos e do tamanho da termoclina sazonal em toda a extensão da plataforma continental, uma vez que estabeleceram, em vias gerais, a base da termoclina ( $\sim$ isoterma  $20^\circ\text{C}$ ). Ainda sobre a ACAS, esta foi importante por posicionar sobre a plataforma continental, na camada de fundo, a FTP. Por outro lado, os avanços longitudinais sobre a plataforma continental da AC e AT e seus processos de mistura associados foram os responsáveis pelo posicionamento da FHS na camada superficial e subsuperficial. Análises efetuadas sobre os campos termohalinos na PCSE no

período de inverno, evidenciaram a importância da advecção da pluma de baixa densidade do Estuário do Rio da Plata e Lagoa dos Patos na região da plataforma interna na formação da AC de inverno.

A resolução espacial refinada adotada neste trabalho permitiu uma melhor visualização da estrutura hidrográfica de todo o transecto hidrográfico, principalmente nas regiões costeiras, onde os gradientes horizontais das propriedades tendem a ocorrer numa menor distância espacial.

No período de verão, a ACAS esteve nas áreas rasas da plataforma continental (isóbata de 20 m) aumentando sobremaneira a estratificação térmica vertical. Esta forte estratificação foi provocada não apenas pela diferença entre as temperaturas das águas de fundo e superficiais, mas também pelo encurtamento da termoclina ocasionada pela ascensão da ACAS na coluna de água. Apesar de não terem sido constatados sinais de afloramento de ACAS na superfície, como os reportados em Emílson (1961); Miranda (1982); Kampel (2003); observados na região de Cabo Frio - RJ; e o reportado por Möller *et al.* (no prelo) na região do Cabo de Santa Marta no Estado de SC; o limite superior desta massa de água esteve a apenas 15 metros de profundidade nas isóbatas próximas a costa. Os trabalhos de Miranda (1982) e Matsuura (1986) relataram que a penetração da ACAS na plataforma continental pode alcançar a zona costeira, especialmente no verão. Segundo Valentin (1989), a ACAS ressurgida aumenta a produtividade biológica da região, pois as concentrações de nutrientes e oxigênio dissolvido são elevadas e estariam disponíveis na zona eufótica. Ainda que a ACAS não aflore na superfície do mar, formando a frente superficial de ressurgência, o incremento na concentração de nutrientes na base da zona eufótica também aumenta a produção primária total (METZLER *et al.*, 1997).

Em relação aos gradientes térmicos verticais observados no verão para as estações hidrográficas ao largo, mesmo sendo maiores as diferenças entre as temperaturas superficiais e de fundo destas regiões, quando comparadas às encontradas para as porções rasas da plataforma continental, por causa da grande extensão da termoclina observada, os gradientes térmicos verticais ao largo foram mais suaves.

Dados coletados por Campos *et al.* (1995) na porção norte da PCSE evidenciaram uma forte estratificação vertical térmica, halina e de densidade entre a superfície e aproximadamente 200 metros de profundidade, padrão esperado para

as condições de verão no hemisfério sul. A forte estratificação térmica vertical observada em janeiro de 2006 pode ser resumida pela estrutura hidrográfica em duas camadas em toda a plataforma continental. Na camada superior, foram encontradas as águas quentes da AC e AT, e na camada de fundo, as águas frias e densas da ACAS. No verão e final de primavera, a estratificação térmica é realçada ainda mais devido às maiores temperaturas superficiais (MATSUURA, 1986).

Apesar da ACAS ter apresentado fortes gradientes térmicos horizontais entre as estações E20 e E140 na sua camada de fundo (~1 m acima do fundo), não foram constatados importantes gradientes horizontais halinos no intervalo destas isóbatas. Isto significa dizer que a mistura de sais entre a ACAS-AC e ACAS-AT ficou restrita principalmente na região da picnoclina. Duas razões podem ser listadas para ajudar a esclarecer este padrão. A primeira está relacionada com a própria configuração em duas camadas da estrutura hidrográfica, que dificulta a mistura efetiva das massas de água por aumentar a estabilidade da coluna de água. A outra razão está relacionada com os ventos de NE. Os ventos de NO e NE favorecem a penetração da ACAS na camada de fundo, fortalecendo ainda mais a estratificação térmica vertical. De fato, a expressão “aquecida” já foi utilizada por Moreira da Silva (1973) para designar a ACAS que apresenta salinidade acima de 35,4 e temperatura superior ao valor observado para a ACAS encontrada sobre a região da quebra da PC. Ainda segundo Moreira da Silva (*op cit*), durante sua incursão sobre a plataforma continental, a ACAS fica sujeita aos processos de mistura e ao aquecimento devido ao contato com outras massas de água.

O avanço da ACAS sobre a plataforma continental, observado em janeiro de 2006, aproximou a FTP da zona costeira, resultando numa diminuição da banda costeira para regiões mais rasas do que aquelas ocupadas pelas estações oceanográficas utilizadas neste estudo. Desta maneira, não foi possível localizar com precisão a posição da FTP na coluna de água. Como mencionado anteriormente, a FTP separa na camada de fundo as águas classificadas aqui como possuidoras de características costeiras (AC) das águas com características da ACAS. Além disso, a posição da FTP delimita a plataforma interna ao leste. Apesar do caráter local desta pesquisa, evidências da posição da FTP na porção sul da PCSE corroboram os trabalhos de Castro (1996) e Rezende (2003), que afirmam que a formação da FTP é característica de toda a extensão da PCSE, podendo esta apresentar escala de centenas de quilômetros.

Acima da termoclina foi observada a AC espalhando-se até aproximadamente a isóbata de 120 metros. A diferença halina da AC e da AT provocou uma zona frontal halina pouco evidente, com a interface da frente localizada na isohalina de 36. A FHS separou em subsuperfície e superfície as águas quentes e salinas de origens tropicais (AT) carregadas pela Corrente do Brasil, das águas quentes e salobras com características costeiras (AC). Assim como observado por Castro (1996) em coletas hidrográficas realizadas no verão na porção norte da PCSE, a inclinação da FHS em subsuperfície foi suave e alcançou regiões próximas às isóbatas de 120 m e 140 m. O diagrama T-S para este período evidenciou que a mistura entre AT e AC foi essencialmente halina, ocorrendo num intervalo muito curto de temperatura. Fedorov (1983) classificou frentes isotermiais com estas características como frentes puramente salinas.

Segundo Castro e Miranda (1998), a posição e estrutura da FTP e FHS devem ser altamente variáveis e dependentes da intensidade dos processos de mistura e das intrusões das águas frias (ACAS) e quentes (AT) da CB sobre a PC.

Ainda para o período de janeiro de 2006, a AC apresentou o maior valor médio de temperatura da água e o menor valor médio de salinidade, resultando, portanto, numa água pouco densa. Os valores de salinidade apresentados na FIGURA 32, demonstraram que as estações mais próximas a costa obtiveram os menores valores desta variável. Em trabalho hidrográfico no estuário do rio Itajaí-açu Schettini *et al.* (1998), observaram que a pluma de baixa densidade que escoia sobre a PC na porção superior da coluna de água pode influenciar a hidrografia das regiões adjacentes próximas à isóbata de 20 metros. Trochimczuk e Schettini (2003) demonstraram que a pluma deste estuário teve uma dispersão para nordeste no período de fevereiro, o que explicaria os baixos valores de salinidade nas estações E20 a E40. Análises da cor do oceano a partir de dados orbitais do sensor MODIS (termo em inglês para *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, sensor a bordo do satélite TERRA) realizadas por Freitas (2006), também revelaram uma propagação para norte da pluma de turbidez do estuário do rio Itajaí-açu, sendo observado um aprisionamento desta pluma na zona costeira devido a conformação da linha de costa. Outra fonte de água doce está relacionada com as taxas de precipitação diretamente sobre as regiões costeiras. Emílson (1961) sugeriu que a AC teria maior influência na região costeira no verão devido ao aumento do volume de chuvas neste período.



A recessão ao sul da pluma de baixa densidade do Estuário do Rio da Plata a latitudes não menores do que 32 °S no verão (Piola *et al.*, 2000) e o padrão sazonal de radiação solar, são possíveis explicações para o fato da temperatura média da AC ter sido maior no verão quando comparada ao valor calculado para o inverno, sendo esta diferença de aproximadamente 7 °C. Como grande parte da porção sul da plataforma interna da PCSE é influenciada pelas águas do Estuário do Rio da Plata (Piola, *op. cit*), a ausência de massas de água frias, oriundas de latitudes maiores, confere à AC de verão maior temperatura. Além disso, a presença de águas costeiras de baixa salinidade na superfície, como comentado no parágrafo anterior, aumenta a estabilidade da coluna de água e, sob condições de ausência de ventos ou ventos fracos pode realçar o aquecimento solar das camadas superficiais por inibir a mistura vertical. Mecanismo semelhante a este foi proposto por Zavialov *et al.* (2003) para explicar a diferença térmica entre superfície e fundo da plataforma interna em frente a Lagoa dos Patos no período de inverno. Soma-se ainda, a influência da AT carregada pela Corrente do Brasil na porção da borda da plataforma continental como uma fonte de calor (EMÍLSON, 1961).

Em janeiro de 2006 foi observado que a AC obteve seu maior alcance longitudinal em direção a quebra da plataforma continental. Em estudos teóricos utilizando modelos numéricos, Fong (1998) constatou que sob regime de ventos favoráveis à subsidência (NE no Hemisfério Sul) as plumas costeiras de baixa densidade sobre a plataforma continental tendem a ter sua dispersão ao longo da costa reduzida, na direção norte. Por outro lado, estes ventos favorecem a dispersão da pluma em direção à quebra da plataforma continental pelo mecanismo de *transporte de Ekman*. A série temporal da direção e intensidade dos ventos na estação meteorológica da Ilha do Arvoredo demonstrou que os ventos foram predominantemente dos quadrantes de NO e NE nos dez dias anteriores ao cruzamento de janeiro de 2006, com intensidade média de  $5,3 \text{ m s}^{-1}$ . A soma deste fato com a constatação da menor densidade da AC em relação às águas de origens oceânicas (AT e ACAS), o que confere fluatuabilidade a AC, pode explicar a dispersão da AC em direção à quebra da plataforma continental sobre a AT.

Desta forma, sugere-se que a baixa salinidade observada nas estações costeiras e a ausência de águas diluídas oriundas das altas latitudes, evidenciam a importância do deságue do Estuário do Rio Itajaí-açu como uma fonte pontual de água doce, influenciando localmente a hidrografia da região costeira da porção sul

da PCSE. Perto de sua desembocadura, o deságue do estuário do rio Itajaí-açu pode contribuir na formação de massas de água costeiras de baixa densidade no verão. A formação destas massas de água de baixa densidade confere estabilidade à coluna de água contra os processos de misturas e, ainda, serve como fonte de empuxo para os fluxos regidos pela densidade. Estes fluxos merecem especial atenção, pois transportam importantes materiais e biota de origem terrestre para a zona costeira (GARWINE, 1996).

Interessante notar que, para o período de verão, os campos de temperatura e densidade foram muito parecidos, o que sugere que neste período a temperatura foi a variável determinadora dos campos de densidade.

Para o período de março de 2006, a ACAS recuou até aproximadamente a isóbata de 60 metros. Como consequência, as estações localizadas entre as isóbatas 20 m e 50 m demonstraram pouca ou nenhuma estratificação térmica vertical. O recuo da ACAS provocou a formação de uma zona frontal térmica entre as isóbatas de 45 m e 60 m, estando a FTP bem delimitada e localizada a aproximadamente 50 km da costa, aumentando o tamanho da plataforma interna em relação ao período anterior.

A diferença halina entre a AC e AT foi pequena no período de março de 2006. Desta forma, a FHS apresentou fracos gradientes halinos. Apesar de não evidentemente perceptível, seguindo a isohalina de 36, especula-se que a FHS localizou-se entre as isóbatas de 90 m e 100 m. Nota-se que a FHS parece ter “encostado” no fundo entre as estações 45 m e 50 m, ocasionando o aumento da inclinação da FHS em relação à direção vertical. Este padrão foi encontrado por Castro (1996) na porção norte da PCSE somente em condições de inverno, sendo associada à maior intrusão da AT em direção à costa. A ocorrência deste padrão no período de março de 2006 pode estar relacionada com a circulação da Corrente do Brasil ao largo, numa maior incursão desta sobre a plataforma continental, tanto a partir do meandramento do seu eixo principal quanto pela liberação de vórtices. Analisando o padrão de ventos obtidos na Ilha do Arvoredo, no período de 4 dias antes ao cruzamento de março de 2006, um sistema frontal associado a vento de SE e SO atuou na região por um período de dois dias, com intensidade média de ventos de  $4,7 \text{ ms}^{-1}$  e velocidades mínimas e máximas de  $3 \text{ ms}^{-1}$  e  $14,45 \text{ ms}^{-1}$ , respectivamente. De fato, este sistema frontal pode ter trazido a AT da Corrente do

Brasil para regiões mais próximas à costa. Como o gradiente de densidade normal a costa não foi muito grande, a AT se posicionou na região de subsuperfície.

Distúrbios meteorológicos em escala sinótica, por meio de mecanismos de interações ar-mar, são importantes fontes de energia e movimento nas áreas costeiras na escala de tempo de dias a semanas (CASTRO, 1990). Um sistema frontal de baixa pressão atuou na região de estudo dias antes do cruzeiro de abril de 2006, com ventos dos quadrantes de SO e SE. Como demonstrado nos gráficos de isopletas apresentados na seção 4 e na FIGURA 46, este sistema frontal foi suficientemente forte para provocar mistura vertical térmica e halina entre as estações E20 e E50, inibindo a formação da termoclina, haloclina e pycnoclina. O efeito da mistura também foi verificado na diminuição da quantidade de classes de salinidade demonstrada no diagrama T-S-e da seção 4.

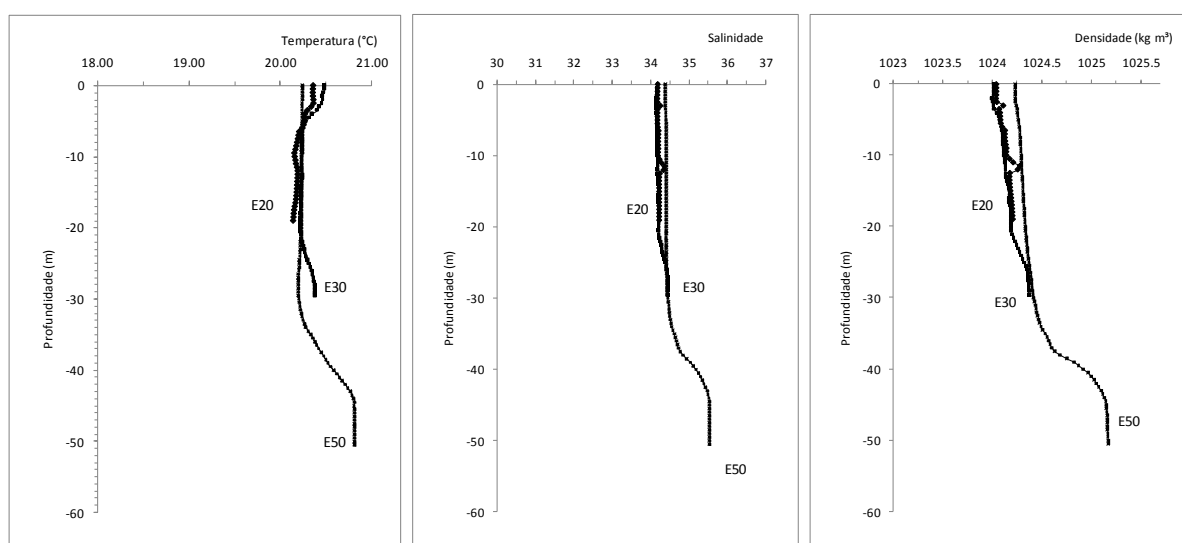


Figura 46 – Perfis de temperatura (a), salinidade (b) e densidade (c) para E20, E30 e E50, no período de abril de 2006.

A partir de dados de fundeios a 15 m e 40 m de profundidade ( $\sim 32^\circ\text{S}$ ) Zavialov *et al.* (2001) estudaram o papel dos ventos na estratificação na porção sul da PCSE. Segundo estes pesquisadores, a estrutura de estratificação foi controlada pela ação dos ventos, sendo a diferença térmica de até  $4^\circ\text{C}$  entre períodos com ausência e presença de ventos, ocorrendo a diminuição da estratificação em períodos de fortes ventos e reaparecimentos após seu relaxamento. A partir de modelos numéricos com grades aninhadas (*nested grid*), Silva (2001) demonstrou

que o Canal de São Sebastião, na porção norte da PCSE, apresenta resposta imediata à passagem de sistemas frontais, com a retirada da ACAS em períodos de frentes frias e pronto retorno desta massa para regiões ao largo com o relaxamento dos ventos da frente fria na área de influência.

Como resultado da mistura efetiva entre as massas de água oceânicas ACAS e AT com a AC, em abril de 2006, grande parte das amostras dos pares T-S coletadas sobre as regiões mais rasas da plataforma continental apresentaram características que se afastaram da classificação de AT e ACAS, sendo classificadas simplesmente como AC. A AC de abril, desta forma, apresentou maior densidade e salinidade quando comparada aos períodos anteriores, pois adquiriu características oceânicas, principalmente da AT. O valor de densidade média da AC muito próximo do valor calculado para a AT pode ter dificultado a penetração desta em direção à costa.

A recuo da ACAS para a isóbata 90 m fez com que a FTP estivesse localizada entre 95 km e 90 km distante da isóbata de 20 m. A plataforma interna localizou-se na porção entre a FTP e à costa, apresentando a maior extensão em relação a todos os outros períodos amostrados. Não foi possível localizar a FHS em abril de 2006, pois os gradientes halinos longitudinais foram muito pequenos.

Como comentado anteriormente, a advecção da pluma de baixa salinidade do Estuário do Rio da Plata e em menor escala da Lagoa dos Patos, influenciam uma grande área da PCS e PCSE do Brasil, entre a zona costeira até aproximadamente a região da isóbata de 100 m, tanto em relação ao conteúdo de salinidade quanto de temperatura, ajudando a modular a variabilidade sazonal destas variáveis (PIOLA *et al.*, 2000). Sabe-se que, em média, no período de verão, esta pluma alcança latitudes não superiores a 32°S, sendo que no inverno, esta pode alcançar latitudes menores do que 28°S (PIOLA, *op. cit.*). Campos *et al.* (1996) e Stevenson *et al.* (1998) observaram o sinal desta pluma na porção central da PCSE (~23 °S). Em junho de 2006, foi observada uma grande massa de água com baixa temperatura e conteúdos de sais entre as estações E20 e E100, espalhando-se em superfície e subsuperfície. Neste trabalho e em diversos outros realizados sobre a PCSE, esta massa de água tem sido denominada genericamente por AC. Entretanto, a partir da análise das estatísticas descritivas das variáveis termohalinas da AC, pode-se considerar que a AC de inverno tem características muito diferentes daquela AC observada no verão (FIGURA 47). Esta diferença pode ser traduzida

pela menor temperatura e baixa salinidade quando comparada com os meses anteriores. Levando-se em consideração a influência apenas local da Lagoa dos Patos (Zavialov, 2003) e a ausência de grandes rios desagando na região, as águas frias e de baixa salinidade amostradas correspondem à influência da pluma do Estuário do Rio da Plata advectada para a região. Considerando a expansão na classificação das massas de água feitas por Piola *et al.* (2000), a AC de inverno observada nesta dissertação, pode ser a mistura da água já bastante modificada da pluma do Estuário do Rio da Plata e Lagoa dos Patos (mais salgada e quente) com a AT da Corrente do Brasil. Assume-se aqui que esta mistura pode ser classificada com uma variação salgada e aquecida da ASTP encontrada ao sul de 26°S, em oposição ao termo AC.

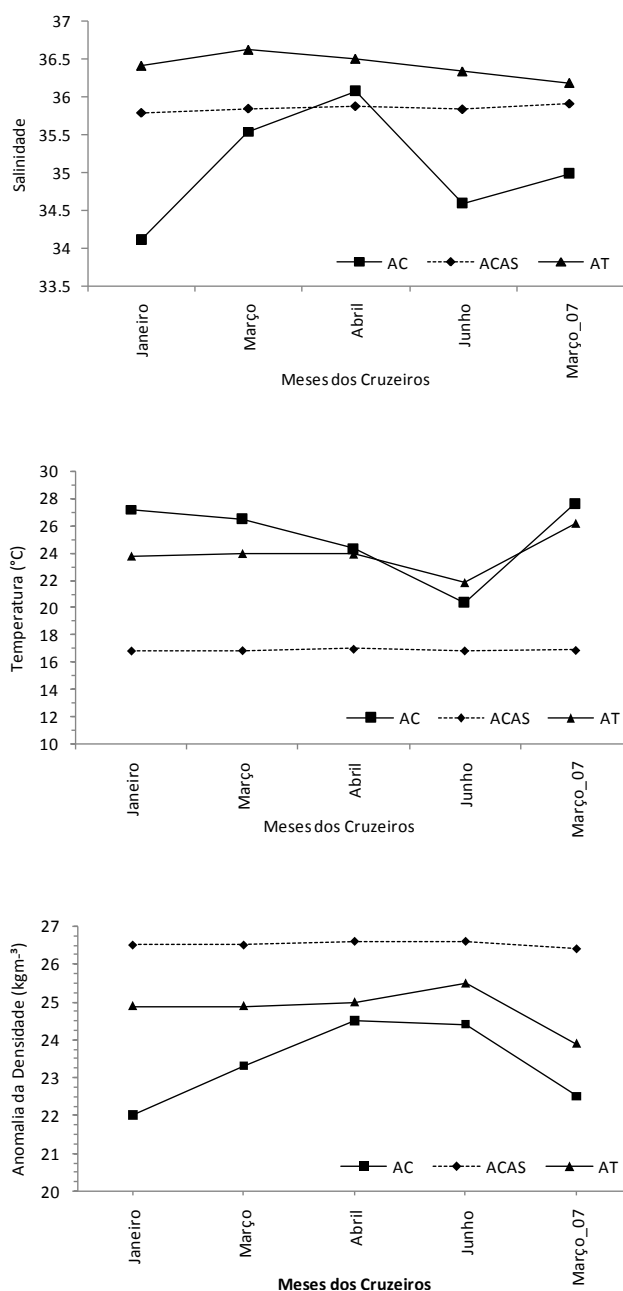


FIGURA 47 – Média da (a) temperatura; (b) salinidade e (d) densidade das massas de água separadas pelo método de Mamayev, para os meses dos cruzeiros oceanográficos.

A AC, menos densa do que as massas de origens oceânicas, foi observada como uma capa de superfície sobre a AT. Em subsuperfície, uma feição importante ocorreu no período de junho de 2006 (inverno), denominada em seções prévias deste trabalho como cunha térmica-salina, de origem tropical da Corrente do Brasil. Na plataforma média e externa esta feição, juntamente com a capa fria e de baixa salinidade superficial, foram as responsáveis pelo aumento da temperatura na

coluna de água entre a superfície e o fundo, podendo ser caracterizada como uma termoclina invertida (FIGURA 15). A primeira observação da termoclina invertida foi apresentada em Castello & Möller (1977) nas regiões próximas a Rio Grande e Cabo de Santa Marta. De fato, a camada superficial fria e de menor salinidade pode estar agindo como uma barreira ao resfriamento atmosférico da região de maiores valores de temperatura, localizado em subsuperfície (língua térmica-salina) (ZAVIALOV *et al.* 2003).

Segundo Zavialov *et al.* (2003), dois mecanismos concorrentes podem ser os responsáveis pela formação da termoclina invertida na região. O primeiro é um mecanismo puramente advectivo: a água do rio do Rio da Plata mais fria do que a água oceânica adjacente é advectada para o norte como uma camada superficial fina. Esta camada de água fria se mistura com as águas das camadas imediatamente abaixo e permite que ocorra o resfriamento das camadas superiores, promovendo a inversão da temperatura. O segundo é a presença de um mecanismo indireto conectado com a água misturada do Rio da Plata que aumenta a estabilidade da coluna de água e reduz a mistura vertical, promovendo o resfriamento de inverno das camadas superficiais (PIOLA *et al.*, 2000). A massa de água quente da CB (AT) posicionada abaixo da capa fria superficial completa a estrutura da termoclina invertida.

Diferentemente do que foi constatado em janeiro de 2006, quando a temperatura determinou os campos de densidade, no inverno a densidade parece ter sido determinada principalmente pelos campos de salinidade.

Em março de 2007, o avanço da ACAS sobre a plataforma continental foi similar ao encontrado em janeiro de 2006, onde a isolinha de 20 °C parece ultrapassar a área de abrangência deste estudo. Desta maneira, não foi possível posicionar a FTP em março de 2007. Neste período, foi constatado o maior avanço da AT sobre a plataforma interna. A série dos dados de ventos, que poderia ajudar a explicar o padrão da ACAS sobre a plataforma continental, assim como da AT, não esteve disponível para o período de março de 2007. Desta forma, sugere-se que o avanço da ACAS sobre a plataforma continental ocorreu sob regime de ventos similar ao encontrado para janeiro de 2006, e a intrusão da AT mais a oeste, pode estar relacionada com o meandramento da corrente do Brasil ao largo, que disponibilizaria AT sobre a plataforma continental.

Em vista dos resultados apresentados, a pergunta que surge, em face à constatação do padrão sazonal do avanço e recuo da ACAS sobre a plataforma continental, é: *quais os principais mecanismos que governam este padrão de circulação?* Apesar dos dados apresentados neste trabalho não serem suficientes para responder completamente a tal pergunta, são apresentados alguns trabalhos sobre o assunto. Castro & Miranda (1996), propuseram a variabilidade sazonal da tensão de cisalhamento do vento como um mecanismo relevante na variabilidade sazonal da estrutura termohalina da PCSE. Este mecanismo está baseado no modelo clássico de ressurgência e subsidência costeira gerado pelos ventos. Segundo estes autores, durante o verão prevalecem os ventos que sopram do quadrante de nordeste, os quais favorecem a ressurgência costeira forçada pelo vento devido à divergência unilateral na costa e transporte de Ekman orientado para mar aberto. Nas camadas de fundo, os movimentos em direção a costa seriam responsáveis por trazer a ACAS das regiões profundas às regiões mais rasas, ajudando no desenvolvimento da termoclina sazonal e da Frente Térmica Profunda na plataforma interna. Por outro lado, durante o inverno, fortes ventos de sudoeste seriam frequentes, mas não dominantes, e favoreceriam eventos de subsidência, enfraquecendo a termoclina sazonal e promovendo a retração da ACAS em direção a quebra da PC.

Em janeiro de 2006, os dados da série de ventos tomados na Ilha do Arvoredo demonstraram que ventos freqüentes de NE atuaram na região entre o dia da coleta e os 10 dias que antecederam esta. Este padrão de ventos concorda com o maior avanço da ACAS em direção às regiões internas da plataforma continental registrado nos cruzeiros. Por outro lado, no período de inverno, foram observados freqüentes períodos de ventos provenientes dos quadrantes de SE e SO. Estes ventos são capazes de promover a retração da ACAS em direção à quebra da plataforma continental e, por conseguinte, a retração da FTP.

Se a ACAS tem sua circulação fortemente influenciada pelo padrão de ventos atuantes, a circulação da AT na superfície deve apresentar resposta contrária aos movimentos da ACAS. Este fato é baseado no modelo de ressurgência e subsidência apresentado nos parágrafos acima. A intrusão profunda da ACAS sobre a plataforma continental deve refletir no recuo da AT em direção da quebra da plataforma continental, e vice-versa. De fato, foi constatada neste estudo a bipolaridade ente AT e ACAS, anteriormente observada por CASTRO (1996). Esta



bipolaridade pode ser demonstrada em relação às áreas de abrangência da AT e ACAS nos períodos dos cruzeiros realizados nesta dissertação. Enquanto no verão a ACAS dominou a coluna de água com 51% de cobertura, no inverno esta área foi de apenas ~25%. Neste intervalo a área da AT aumentou de 17% para 25,6%.

Como comentado no início deste capítulo, não foram observados valores de temperatura e salinidade na superfície oceânica que indicassem a presença da ACAS, ou seja, o afloramento da termoclina. Em janeiro de 2006, mesmo com predomínio de ventos favoráveis à ressurgência costeira atuando por um período de 10 dias, a ACAS ficou restrita na região abaixo dos 15 metros de profundidade. Na região de Cabo Frio, Ikeda *et al.* (1974) observaram que após 34 horas de ventos provenientes de NE ( $\sim 5 \text{ ms}^{-1}$ ) foram encontradas as primeiras evidências de ressurgência costeira na superfície oceânica, com o aparecimento de temperaturas menores do que  $19^\circ\text{C}$ . Ainda, Ikeda *et al.* (*op cit*) observaram que 24 horas após estas primeiras observações e mantido o padrão de ventos de NE, a temperatura superficial alcançou seu valor mínimo ( $\sim 14^\circ\text{C}$ ) e a ressurgência desenvolveu-se completamente, formando a frente superficial de ressurgência. Na área do presente estudo, fatores como a baixa declividade da plataforma continental, a ausência de mudança brusca na direção da linha de costa e a grande extensão da plataforma continental são fatores que dificultam o afloramento da ACAS na superfície, mesmo sob regime de ventos freqüentes de NE, e esses efeitos podem ser usados para explicar o não afloramento da ACAS.

Outro mecanismo importante no transporte das águas ricas em nutrientes da ACAS, das regiões mais profundas que 200 metros para as áreas rasas da plataforma continental próximas à costa foi proposto por CAMPOS *et al.* (1995). Baseados nos dados hidrográficos de temperatura, salinidade e anomalia da densidade coletados entre as isóbatas de 100 e 4000 metros, em estações localizadas entre as imediações da Baía de Santos e a cidade do Rio de Janeiro, os autores propuseram que o meandramento da corrente do Brasil, que flui nas regiões da quebra da plataforma continental em direção ao sul, poderia induzir ressurgências de quebra de plataforma.

Seguindo o modelo conceitual proposto por Osgood (1987) e os trabalhos específicos para a PCSC de Campos *et al.* (1995) e Campos (1995b) o mecanismo de ressurgência de quebra de plataforma continental ocorre basicamente da seguinte forma: o vale do meandro consiste de um domo de água fria ressurgida que

roda ciclonicamente (sentido horário no hemisfério sul), o qual se estende entre a Corrente do Brasil e o talude da plataforma continental. Como este domo não é uma feição estática, movendo-se com o meandro, sua água é continuamente renovada devido à ressurgência na sua parte frontal e a subsidência na sua parte traseira, causada por zonas de divergência e convergência, respectivamente. Devido ao fato que a porção dianteira do meandro flui em direção ao sul juntamente com a Corrente do Brasil, a água ressurgida é advectada em direção à plataforma continental. O contrário ocorre na porção posterior do meandro. Importante ressaltar que a água advectada de volta para a parte posterior do meandro não é necessariamente a mesma água advectada para a plataforma continental pela porção dianteira do meandro, pois o meandro flui em direção ao sul e em direção à plataforma continental. Desta maneira, ocorre a deposição líquida de água ressurgida (ACAS) sobre a plataforma continental em camadas mais superficiais. Uma vez colocadas nas camadas superficiais, as massas de água têm sua circulação fortemente influenciada pela dinâmica do vento atuante na região. A FIGURA 48 demonstra o mecanismo de ressurgência de quebra de plataforma forçada pelo meandramento de uma corrente de contorno oeste no hemisfério sul explicitado acima.

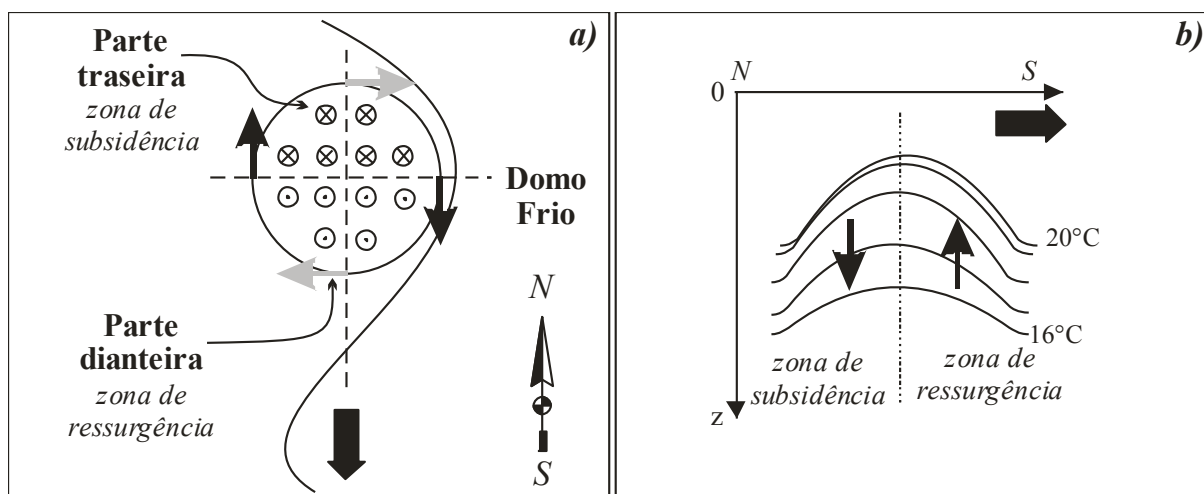


FIGURA 48 - Modelo de ressurgência de quebra de plataforma forçada pelo meandramento da corrente de contorno oeste no hemisfério sul. O quadro (a) demonstra uma vista em planta do mecanismo de ressurgência; o quadro (b) demonstra um corte no sentido N-S (linha vertical tracejada no quadro a) de um perfil esquemático de temperatura da água em função da profundidade e da latitude.

Segundo Castro *et al.* (2004), de maneira geral, três aspectos podem ser ressaltados como importantes para o padrão de avanço e recuo da ACAS sobre a plataforma continental: (i) o meandramento da Corrente do Brasil ao longo da quebra da plataforma continental, (ii) o padrão sazonal da direção e intensidade do vento, mais especificamente da tensão de cisalhamento do vento, e (iii) a posição do eixo da Corrente do Brasil na região da quebra da plataforma continental.

Em relação ao avanço na direção norte da pluma de baixa densidade do Estuário do Rio da Plata no período de inverno, simulações numéricas efetuadas por Pimenta *et al.* (2005) demonstraram que os eventos de avanço desta pluma estariam condicionados a dois fatores principais, sendo: *i*) a posição original da pluma (que pode ser determinada pela descarga de água doce), *ii*) a intensidade e a direção dos ventos. Ocorre, entretanto, que eventos extremos de advecção em direção ao norte da Pluma do Rio da Plata, seriam condicionados pela combinação de ventos persistente e favoráveis a ressurgência, aliados a grandes descargas de água doce. Entretanto, a descarga de água doce sozinha não seria capaz de explicar avanços a latitudes menores do que 27 °S (Pimenta, *op cit*). Dados apresentados por Piola *et al.* (2005) sugeriram que mesmo com pouca variação na descarga de água doce do Rio de La Plata, a série temporal de salinidade na região de Cabo de Santa Marta apresentou variações sazonais associadas à presença da Pluma do Plata, sendo o mínimo observado no inverno e o máximo no verão. Estes autores sugeriram que como os valores de menor salinidade correspondem aos períodos de ventos de sudeste e os máximos valores estão associados a ventos de nordeste, a migração da Pluma do Plata é fortemente influenciada pelas mudanças sazonais do cisalhamento do vento na superfície oceânica.

Em relação às metodologias de processamento dos dados empregadas nesta pesquisa, se compararmos a separação das massas de água pelo método proposto por Mamayev (1975), tomando como linha de corte de separação o valor de 50 %, tem-se que as isopletras de mesma massa de água no verão concordaram com os índices termohalinos propostos em trabalhos anteriores. Para a ACAS, a isoterma de verão que melhor concordou com a isopletra de mesma massa de água foi a de 20 °C. No período de inverno, esta foi de 19 °C. Em relação à AT, para os períodos de verão e inverno, as isohalinas que melhores concordaram com as isolinhas de mesma massa foram as de 36,5 e 36, respectivamente.

Além de separar as massas de água na coluna de água, o método de Mamayev (1975) permitiu calcular as áreas das massas de água (50%) a partir do método da integração trapezoidal. Estes valores, em termos percentuais, foram muito parecidos com as áreas calculadas para a AT e ACAS pelo método do diagrama T-S-e, adaptação do método apresentado por Cochrane (1958), Montgomery (1958) e Pollak (1958).

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 6.1 ESCALAS DE VARIABILIDADE

Como ficou evidente a partir dos resultados apresentados na seção 4.1, a variabilidade das propriedades termohalinas ao longo da coluna de água ocorreu numa diversidade de escalas espaciais e temporais, que, em diferentes graus modularam a estrutura hidrográfica da porção sul da PCSE.

Na escala de tempo sazonal os campos das variáveis hidrográficas indicaram a penetração da ACAS sobre a plataforma continental no verão, modulando a posição da Frente Tropical Profunda e da termoclina sazonal. No período de inverno, a pluma de baixa densidade do estuário do Rio da Plata advectada em direção Norte foi verificada, na área de estudo, influenciando na formação da AC de inverno. A presença somente no verão da isohalina de 33 próxima a zona costeira, associada a altas temperaturas, pode ser uma evidência da variação da descarga de água salobra do Estuário do Rio Itajaí-açu na escala sazonal. Outra fonte de variabilidade na escala sazonal está relacionada com a insolação solar entre os períodos de verão e inverno, sendo máxima e mínima, respectivamente. Soma-se ainda a mudança do padrão de ventos de NE e NO no verão, para SE e SO no inverno. Esta mudança não somente influenciou no avanço e recuo da ACAS, mas também da pluma do Plata.

Na escala de tempo de mesoescala, definida como sendo de aproximadamente 100 dias, pode ocorrer, de maneira aleatória, a penetração da corrente do Brasil sobre a plataforma continental, por meandramento do seu eixo principal ou por liberação de vórtices. Este mecanismo pode colocar a ACAS ressurgida sobre a plataforma continental pelo mecanismo demonstrado na FIGURA 46. A presença de águas com salinidade acima de 36 sobre a plataforma continental evidenciou a influência da corrente do Brasil na área de estudo.

Na escala de tempo sinóptica, determinada como sendo de dias a semanas, ocorre a passagem de sistemas frontais atmosféricos que apresentaram grande importância na configuração da hidrografia da região, particularmente para as áreas rasas, pois promoveram a mistura da coluna de água. Além disso, sistemas frontais

influenciam a circulação superficial da plataforma continental, podendo até mesmo inverter o sentido destas correntes em situações de ventos fortes e persistentes.

Na escala de tempo diurna e semi-diurna ocorrem as oscilações da superfície livre forçada pela onda de maré, importantes principalmente na formação das correntes de maré nas áreas rasas da plataforma continental. Ocorre ainda, a variação diurna da insolação que ocasiona o resfriamento e aquecimento das camadas superficiais da coluna de água entre os períodos diurnos e noturnos, formando a termoclina diurna. Além disso, o calor armazenado nas camadas inferiores da coluna de água no período diurno é liberado no período da noite, quando o aquecimento solar deixa de existir.

Na outra ponta do espectro, na escala de tempo interanual, podem ocorrer os fenômenos do sistema climático, responsáveis por uma grande parte da variabilidade interanual global. O mais famoso é o ENOS na sua fase quente, conhecida como El Niño, que tem um profundo impacto nos valores da temperatura da superfície do mar. Segundo Philander (1990), o ENOS é um fenômeno natural de grande escala do sistema climático, responsável por parte da variabilidade interanual global.

## REFERÊNCIAS<sup>2</sup>

ASSIREU, A. T. **Estudos das Características Cinemáticas e Dinâmicas das Águas de Superfície do Atlântico Sul Ocidental a partir de Derivadores Rastreados por satélites**. 174 f. Tese (Doutorado em Oceanografia Física) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, 2000. p. 612-619. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2005/03.15.19.20>>. Acesso em: 28/11/2007.

BRAGA, E. S.; MÜLLER, T. J. Observation of regeneration of nitrite, phosphate and silicate during upwelling off Ubatuba, Brazil, 23°S. **Continental Shelf Research**, v. 18, p. 915-922, 1998.

CAMPOS, E. J. D.; GONÇALVES, E.; IKEDA, Y. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. 9, p. 18537-18550, 1995.

CAMPOS, E. J. D.; LORENZZETTI, J. A.; STEVENSON, M. R.; STECH, J. L.; SOUZA, R. B. Penetration of waters from the Brazil-Malvinas Confluence Region Along the South American Continental Shelf up to 23 °S. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 1, p. 49-58, 1996.

CASTELLO, J.P., MÖLLER JUNIOR, O. O. Sobre as condições oceanográficas no Rio Grande do Sul, Brasil. **Atlântica**, v. 2, p. 25-110, 1977.

CASTRO, B. M. Wind driven currents: Channel of São Sebastião: winter, 1979. **Boletim do Instituto de Oceanografia**, São Paulo, v. 38, n. 2, p.111-132, 1990.

CASTRO, B. M. **Correntes e Massas de Água da Plataforma Continental Norte de São Paulo**. 248 f. Tese (Livre-Docência) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 1996.

---

<sup>2</sup> Referências Bibliográficas de acordo com UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. Sistema de Biblioteca. Referências. Curitiba: Editora UFPR, 2007. (normas para apresentação de documentos científicos, 4).

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B.; Physical Oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S – Coastal segment(4,W). In: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. **The Sea**. New York: John Wiley & Sons, Inc., v. 11, 1998, p. 209-251.

CASTRO, B. M.; BRANDINI, F. P.; PIRES-VANIN, A. M. S.; MIRANDA, L. B. Multidisciplinary oceanographic processes on the Western Atlantic Continental Shelf located between 4 °N and 34 °S. In: ROBINSON, A.R.; BRINK, K.H. **The Sea**. New York: John Wiley & Sons, vol. 14. 2006. p. 259-293.

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; WITTER, D. L.; RICHMAN, J. G. GEOSAT Altimeter Observation of the Surface Circulation of the Southern Oceans. **Journal Geophysical Research**, v. 95, p. 17877-17903, 1990.

CIOTTI, A. M.; ODEBRECHT, C.; FILLMANN, G.; MÖLLER, O., O., JR. Freshwater outflow and Subtropical Convergence Influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental Shelf. **Continental Shelf Research**, v.15, p. 1737-1756 , 1995.

COCHRONE, I. D. The frequency distribution of water characteristics in the Pacific Ocean. **Deep Sea Research**, v. 5, p. 111-127, 1958.

EMILSON, I. Alguns aspectos físicos e químicos das águas marinhas brasileiras. **Ciência e Cultura**, São Paulo, v. 11(2), p. 44-54, 1959.

EMILSON, I. The shelf and coastal waters off southern Brazil. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 101-112, 1961.

EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R. Vertical structure of the Brazil Current. **Nature**, v. 315, p. 48-50, 1985.

FEDOROV, K. N. **The physical Nature and Structure of Oceanic Fronts (Lectures Notes on Coastal and Estuarine Studies)**. Berlin: Spring-Verlag, v.19, 1983.

FONG, D. A. **Dynamics of freshwater plumes: observations and numerical modeling of the wind-forced response and alongshore freshwater transport**. 173 f. Tese (Doutorado em Oceanografia Física), MIT and WHOI, Estados Unidos, 1998.



FREITAS, F. H. **Fontes de variabilidade da turbidez costeira: Sensor modis como ferramenta**. 73 f. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Departamento de Ciências da Terra, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, 2007.

GARFIELD, N. III. **The Brazilian Current at Subtropical Latitudes**. 121 f. Tese (Doutorado em Oceanografia Física), Universidade de Rhode Island, Kingston, 1990.  
GARZOLI, S. L.; GIULIVI, C. What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents? **Deep Sea Research Part I**, v. 41, n.10, p. 1527-1550, 1994.

GARZOLI, S. L., GORDON, A.L. Origins and variability of the Benguela Current. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 897–906, 1996.

GORDON, A. L. South Atlantic thermocline ventilation. **Deep Sea Research**, v. 28, n. 11, p. 1239-1264, 1981.

GORDON, A. L. Brazil-Malvinas Confluence – 1984. **Deep Sea Research**, v. 36, n. 3, p. 359-361, 1989.

HEYMANS, J. J.; LYNNE, J. S.; JARRE, A. Changes in the northern Benguela ecosystem over three decades: 1970s, 1980s, and 1990s. **Ecological Modelling**, v. 172, p. 175-195, 2004.

IKEDA, Y.; MIRANDA, L. B.; ROCK, N. J. Observations on stage of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by surface temperature and salinity measurements. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 23, p. 33-46, 1974.

KAMPEL, M. **Estimativa da produção primária e biomassa fitoplânctonica através de sensoriamento remoto da cor do oceano e dados in situ na costa sudeste brasileira**. 279 f. Tese (Doutorado em Oceanografia Biológica). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

KANTHA, L.H., CLAYSON, C.A. **Small Scale Processes in Geophysical Fluid Flows. International Geophysics Series**, v. 67. San Diego: Academic Press, 2000.

KARA, A. B., ROCHFORD, P. A., HURLBURT, H. E. An optimal definition for ocean mixed layer depth. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. 7, p. 16803–16821, 2000.

KOUSKZ, V. E. Frontal influence on northeast Brazil. *Mon. Weather Rev.*, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, 1979.

LEGENKIS, R.; GORDON, A. L. Satellite Observation of the Brazil and Falkland Currents – 1975 to 1976 and 1978. *Deep Sea Research*, v. 29, n. 3A, p. 375-401, 1982.

MAGLIOCCA, A.; MIRANDA, L. B.; SIGNORINI, S. R. Physical and chemical aspects of transient stages of the upwelling at southwest of Cabo Frio (lat. 23° S – long. 42° W). *Boletim do Instituto Oceanográfico*, São Paulo, v. 28(2), p. 37-46, 1979.

MAHIQUES, M. M.; TESSLER, M. G.; CIOTTI, A. M.; SILVEIRA, I. C A.; SOUSA, S. H. M.; FIGUEIRA, R. C. L.; TASSINARI, C. C. G.; FURTADO, V. V.; PASSOS, F. R. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. *Continental Shelf Research*, v. 24, p. 1685-1697, 2004.

MAMAYEV, O. I. **Temperature-salinity analysis of world ocean waters**. Amsterdam: Elsevier, 1975.

MATANO, R. P.; SCHLAX, M. G.; CHELTON, D. B. Seasonal variability in the southwestern Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, n. 10, p. 18027-18035, 1993.

MATSUURA, Y. Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). *Ciência e Cultura*, v. 38, n. 8, p. 1439-1450, 1986.

MATSUURA, Y. Probable causes of recruitment failure of the Brazilian Sardine population in the 1974\75 spawning season. *South African J. Mar. Sci*, v. 17, p. 29-35.

MASCARENHAS JR, A. S., MIRANDA, L. B., ROCK, N. J. A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In: COSTLOW Jr., J. D., (ed.). **Fertility of the sea**. New York: Gordon & Breach, vol. 1. 1971. p. 285-308.

METZLER, P. M.; GILBERTO, P.; GAETA, S. A.; LUDLAM, J. M. New and regenerated production in the South Atlantic off Brazil. *Deep Sea Research*, v. 44, p. 363-384, 1997.

MESQUITA, A. R.; PEREIRA FILHO, N.; LEITE, J. B. A.; RIZZO, R. Circulation and evidence of shelf-break upwelling, Brazil near Lat. 26°07'S; Long. 47°39'W. *Relat.*

Cruzeiros, sér. 'N\Oc. Prof. W. Besnard'. Inst. Oceanografico. Univ. S. Paulo, v.8, p. 1-27, 1989.

MILLER, A. R. One study of mixing processes over the edge of the continental shelf. **Journal Marine Research**, v. 9, n. 2, p. 145-160, 1950.

MIRANDA, L. B.; IKEDA, Y. CASTRO, B. M.; PEREIRA FILHO, N. Note on the occurrence of saline fronts in the Ilha Grande (RJ) region. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 26, p. 249-256, 1977.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M. de. Aplicação do diagrama T-S estatístico- volume à análise das massas de água da plataforma continental do Rio Grande do Sul. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 28, n. 1, p. 185-200, 1979.

MIRANDA, L. B. **Análise das massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) à Ilha de São Sebastião (SP)**. 194 f. Tese (Livre-Docência) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

MIRANDA, L. B. Forma da Correlação T-S de massas de água das regiões costeiras e oceânicas entre o cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 33, n. 2, p. 105-119, 1985.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; MIYAO, S. Y. Condições Oceanográficas na Plataforma Continental ao Largo de Ubatuba: Variações Sazonais e em Média Escala. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 35, n. 2, p. 135-151, 1987.

MIRANDA, L. B. **Análise de Massas de Água nos Oceanos**. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998. 213 p. Apostila de Curso.

MONTGOMERY, R. B. Water characteristics of Atlantic Ocean and of world ocean. **Deep Sea Research**, v. 5, p. 134-148, 1958.

MÖLLER JUNIOR, O. O.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C.; Campos, E. J. D. The Effects of River Discharge and Seasonal Winds on the Shelf off Southeastern South America. **Continental Shelf Research** (no prelo).

MORGAN, P. P. SEAWATER a library of MATLAB computational routines for the properties of sea water. **CSIRO Marine Laboratories**, Report 222 (Version, 1.2). 29 p., 1994.

NEVES, H. P.; PERTENCE, A. JR. **MATLAB: versão do estudante: Guia do usuário/com tutorial escrito por L. Hanselman e B. Littlefield**. São Paulo: Makron Books do Brasil, 1997.

OLIVEIRA, A. S. **Interação entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1986.

OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. P.; EVANS, R. H.; BROWN, O. B. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents. **Deep Sea Research**, v. 35, n. 12, p. 1971-1990, 1988.

OSGOOD, K. E.; BANE, J. M.; DEWAR, W. K. Vertical velocities and dynamical balances in Gulf Stream meanders. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. 13, p. 13029-13040, 1987.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1-73, 1991.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. O uso da temperatura da superfície do mar em estudos climáticos. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.

PICKARD, G. L.; EMERY, W. J. **Descriptive Physical Oceanography**. 5<sup>th</sup> ed. UK: Butterworth-Heinemann. Elsevier Science, 1990.

PIMENTA, F. M.; CAMPOS, E. J. D.; MILLER, J. L.; PIOLA, A. R. A numerical study of the Plata River plume along the southeastern south american continental shelf. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 53, n. 3/4, p. 129-146, 2005.

PIOLA, A. R.; CAMPOS, E. J. D.; MÖLLER JUNIOR, O. O.; CHARO, M.; MARTINEZ, C. Subtropical Shelf Front off eastern South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. 3, p. 6565–6578, 2000.

PHILANDER, S. G. E. NIÉ, J. D.; MÖLLER JUNIOR, O. O.; CHARO, M.; MARTINEZ, C. Con Academic Press, 1990. 293p.

POLLAK, M. J. Frequency distribution of potential temperatures and salinities in the Indian Ocean. **Deep Sea Research**, v. 5, p. 128-133, 1958.

POOLE, P.; TOMCZAK, M. Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. **Deep-Sea Research**, v. 46, p. 1895-1921, 1999.

REZENDE, J. H. M. **Intrusão da Água Central do Atlântico Sul na Plataforma Continental Sudeste durante o Verão**. 120 f. Tese (Doutorado em Oceanografia Física) Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

DE RUIJTER, W. P. M. ; BIASTOCH, A.; DRIJFHOUT, S. S.; LUTJEHARMS, J. R. E.; MATANO, R. P.; PICHEVIN, T.; VAN LEEUWEN, P. J.; WEIJER, W. Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n.9, p. 20.885-20.910, 1999.

SCHETTINI, C. A. F.; KUROSHIMA, K. N.; PEREIRA F. O. J.; RÖRIG, L. R.; RESGALLA JUNIOR, C. Oceanography and Ecological Aspects of the Itajaí-açu River Plume During a High Discharge Period. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 70, n. 2, p. 335-351, 1998.

SHTOKMAN, V. B. A Theory of T-S curves as a method for studying the mixing of water masses in the sea. **Journal of Marine Research**, v. 6, n. 1, p. 1-24, 1946.

SIGNORINI, S.R. On the circulation and volume transport of the Brazil Current between Cape of Sao Tome and Guanabara Ba. **Deep-Sea Research**, v. 25, p. 481-490, 1978.

SILVA, P. C, M. Tentativa de determinação de um índice de produção primária pela avaliação de caracterização químicas da água em ressurgência. **Publicação do Instituto da Pesquisa Marinha**, v. 74, p. 1-46, 1973.

SILVA, L. S.; MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M. Estudo numérico da circulação e da estrutura termohalina na região adjacente à ilha de São Sebastião (SP). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 3, p. 197-221, 2004.

SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B.; BROW, W. S. On the origin of the North Brazil Current. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. 11, p. 22.501-22.512, 1994.

SMITH, S. W. **The Scientist & Engineer's Guide to Digital Signal Processing**. 1<sup>st</sup> ed. San Diego: California Technical Pub., 1997.

SOUZA, R. B.; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observation of Brazilian Coastal Current. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 2, p. 241-262, 2004.

STEVENSON, M. R.; BRITTO-DIAS, D.; STECH, J. L.; KAMPEL, M. How do cold water biota arrive in a tropical bay near Rio de Janeiro, Brazil? **Continental Shelf Research**, v. 18, p. 1595-1612, 1998.

STRAMMA, L. The Brazil Current transport south of 23 °S. **Deep Sea Research**, v. 36, n. 4, p. 639-646, 1989.

STRAMMA, L.; IKEDA, Y.; PETERSON, R.G. Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20 °S. **Deep-Sea Research**, v. 37, p. 1875-1886, 1990.

STRAMMA, L.; PETERSON, R. G. The South Atlantic Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 20, p. 846-859, 1990.

STRAMA, L.; ENGLAND, M. On the water mass and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. 9, p.20.863-20.883, 1999.

TOMCZAK, M. A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. **Progress in Oceanography**, v. 10, p. 147-171, 1981.

TOMCZAK, M.; LARGE, D.G.B. Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, p. 16141-16149, 1989.

TOMCZAK, M. Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis. **Journal of Marine Research**, v. 57, p. 275-303, 1999.

THORPE, S. A. **The turbulence Ocean**. 1<sup>st</sup> ed. New York: Cambridge University Press, 2005.

TROCHIMCZUK FILHO, A.; SCHETTINI, C. A. F. Avaliação da dispersão espacial da pluma do estuário do Rio Itajaí-açu em diferentes períodos de descarga. **Notas técnicas da Facimar**, v. 7, p. 83-96, 2003.

UNESCO. The international System of Units (SI) in Oceanography. **UNESCO Tech. Pap. Mar. Sci.**, v. 45, n. 32, p. 1-124, 1985.

VALENTIN, J. L. A dinâmica do plancton na ressurgência de Cabo Frio – RJ. In: **III Encontro Brasileiro de Plancton, Proceedings**. Caiobá: Fundação da Universidade Federal do Paraná, p.26-35, 1989.

VIANNA, M. L., MENEZES, V. V. Circulação Oceânica: Monitoramento por Meio de Altimetria Multi-Satélite. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.

ZAVIALOV, P. O.; MÖLLER JUNIOR, O.; CAMPOS, E. First direct measurements of currents on the continental shelf of Southern Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 22, n. 14, p. 1975-1986, 2002.

ZAVIALOV, P. O.; KOSTIANOY, A. G.; MÖLLER JUNIOR, O. O. SAFARI cruise: Mapping river discharge effects on Southern Brazilian shelf. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 21, p. 2126-2129, 2003.

ZEMBRUSKI, S. G. 1979. Geomorfologia da Margem Continental Sul Brasileira e das Bacias Oceânicas Adjacentes. In: CHAVES, H. A. F. (ed). **Geomorfologia da Margem Continental Sul Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes**. Rio de Janeiro: Petrobras-CENPES-DINTEP, Série Projeto REMAC, n. 7, 1979. p. 129-177.

InterOcean System. 1981. Manual do S4 P.